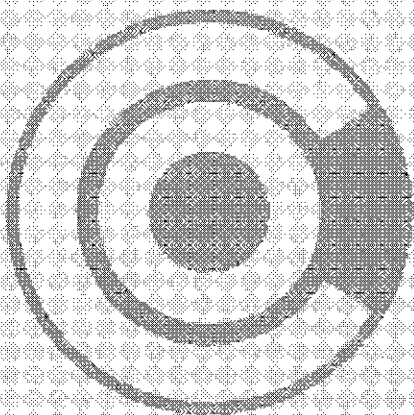


Г. П. ГУЩИН, Н. Н. ВИНОГРАДОВА

Суммарный озон в атмосфере



Г. П. ГУЩИН, Н. Н. ВИНОГРАДОВА

Суммарный озон в атмосфере



ЛЕНИНГРАД
ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ · 1983

Рецензенты: канд. хим. наук Э. Л. Александров, д-р геогр. наук А. Х. Хргиан.

Монография посвящена исследованию суммарного озона, или иначе общего содержания озона в атмосфере. Рассмотрены два основных вопроса: 1) методика, аппаратура и метрология наземных измерений суммарного озона, 2) новая концепция суммарного озона, позволяющая связать закономерности его распределения и колебаний с циркуляционными системами атмосферы и выяснить физические причины долгопериодных и короткопериодных колебаний суммарного озона. Описан ряд атмосферно-оптических эффектов, которые могут искажать измеряемые значения суммарного озона. Представлены результаты оценок погрешности измерения суммарного озона, результаты сравнений и интеркалибровок озонметрических приборов, результаты последних исследований эффекта деформации поля суммарного озона струйными течениями и следующие отсюда выводы, которые дают возможность по новому взглянуть на динамику атмосферы.

Монография предназначена для научных работников, студентов и аспирантов, занимающихся изучением физики атмосферы.

The monograph "Total Ozone in the Atmosphere" by G. P. Gushchin and N. N. Vinogradova deals with investigations of total ozone (TO) in the atmosphere. The two basic questions: (1) technique apparatus, metrology for ground TO measurements, and (2) a new conception of TO allowing to find connection of regular distribution and variations of TO with atmospheric circulation systems as well as to elucidate physical causes of long and short-term TO variations are considered. A number of atmospheric optical effects which may distort the measured TO is described. Error evaluations of the TO measurements and detailed results of the ozone-meters comparisons and intercalibrations are given. It is discussed the latest studies of the effect of the TO field deformation by the jet flows, followed by conclusions enabling us to get a new approach to the atmosphere dynamics.

The monograph is addressed to scientists, post-graduates and students working in the field of the atmospheric physics.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемая монография посвящена в основном исследованию закономерностей распределения и колебания суммарного озона в крупномасштабных циркуляционных системах атмосферы, таких, как струйные течения, полярный циклон, стратосферные антициклоны. При этом одной из основных целей исследования являлась попытка экспериментального изучения динамики атмосферы с помощью квазиконсервативной примеси — озона. Это обстоятельство и определяет актуальность проблемы, рассматриваемой в монографии.

Основное внимание авторы уделили суммарному озону (общему содержанию атмосферного озона), полученному по наземным станциям.

В настоящее время накоплены новые данные о закономерностях распределения и колебаний суммарного озона в зонах струйных течений и других циркуляционных системах, позволяющие существенно уточнить наши прежние представления об этих закономерностях. Для их исследования определяющее значение имеет знание естественной изменчивости озона в разных географических районах земного шара. Однако не менее важное значение имеют достоверные сведения о погрешностях измерения суммарного озона.

В первом разделе монографии приведены краткие сведения о развитии исследований атмосферного озона и основные термины и единицы для измерения озона.

Во втором разделе монографии описаны методы и приборы, предназначенные для измерения суммарного озона и использованные при получении озонных данных, которые анализируются в настоящей работе, а также методика их калибровки и метрологического контроля.

В третьем разделе монографии рассматриваются атмосферно-оптические эффекты, вызывающие искажение измеряемого значения суммарного озона, устранение влияния которых на измеряемую величину является первостепенной задачей озонотрии. Материалы, положенные в основу этого раздела, получены в результате оригинальных исследований в последние годы.

Четвертый раздел монографии посвящен оценке погрешности измерения суммарного озона. Выводы, полученные в результате этой оценки, позволят более правильно судить о погрешностях ме-

тодов и приборов, предназначенных для измерения суммарного озона. В этом же разделе излагаются материалы официальных сравнений различных озонометрических приборов, подтверждающие полученные оценки погрешности измерения озона.

В пятом разделе рассматриваются статистические характеристики изменчивости суммарного озона. При этом производится сравнение этих характеристик, полученных по разным приборам, что представляет несомненный интерес для научных работников, занимающихся анализом озоновых полей. Приводятся значения естественной изменчивости суммарного озона в зависимости от сезона и широты места наблюдений, полученные на основании расчетов и анализа данных наблюдений.

В шестом разделе описаны особенности распределения озона в крупномасштабных циркуляционных системах и приводятся возможные физические механизмы, ответственные за выявленные особенности распределения озона. Основное внимание уделено эффекту деформации поля атмосферного озона струйным течением. Показано, что с этим эффектом тесно связаны наблюдаемые короткопериодные и среднепериодные (порядка нескольких дней) колебания суммарного озона. Материалы, полученные в результате исследования авторами настоящей книги, сопоставляются с результатами, полученными другими авторами.

Седьмой раздел монографии посвящен важным для всей проблемы атмосферного озона вопросам физической интерпретации наблюдаемых колебаний озона. Рассматриваются как длиннопериодные, так и короткопериодные колебания озона и приводятся возможные физические механизмы, ответственные за эти колебания.

Разделы 1—4, 7 и подразделы 5.3 и 6.1 написаны Г. П. Гушиным, раздел 5 (кроме 5.3) и подразделы 6.2, 6.3 и 6.4 написаны Н. Н. Виноградовой, подразделы 6.1.1 и 6.1.3 написаны совместно.

1. ВВЕДЕНИЕ

1.1. КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О РАЗВИТИИ ИССЛЕДОВАНИЙ АТМОСФЕРНОГО ОЗОНА

В результате полувековых исследований, предпринятых в разных странах, выяснилось, что озон, несмотря на малое его содержание в атмосфере, играет существенную роль во многих физико-химических процессах, развивающихся в атмосфере. Однако в целом проблема атмосферного озона к настоящему времени далеко не исчерпана и ряд важных и интересных разделов этой проблемы ждут своего разрешения.

Настоящая работа посвящена исследованию суммарного озона (ОС). Под суммарным озоном, или общим содержанием атмосферного озона, имеется в виду количество озона в вертикальном столбе атмосферы. Наиболее подробные и систематические сведения об атмосферном озоне были получены в результате измерения ОС на сети станций. Данные о вертикальном распределении озона в атмосфере менее надежны, чем о суммарном озоне, содержат большую погрешность, собраны с меньшего числа станций и за менее продолжительные периоды. Поэтому в настоящей работе в качестве основной величины, характеризующей озоновый слой в атмосфере, используется ОС.

Озон является наиболее важной в энергетическом отношении составной частью стратосферы. Вертикальное и горизонтальное распределение температуры в стратосфере, а также барическое поле, ветровой режим и, в частности, струйные течения самым тесным образом связаны с атмосферным озоном.¹

Кроме того, благодаря так называемому квазиконсервативному свойству озона (вследствие которого он сравнительно медленно разрушается в нижней стратосфере) данные об озоне используются для изучения циркуляции и турбулентности стратосферы и тропосферы.

Не менее важным является то, что озон определяет ультрафиолетовый климат нашей планеты, ограничивая коротковолновый конец солнечного спектра (а также спектра звезд и планет) и не пропуская до поверхности земли излучение короче 290 нм, при наличии которого органическая жизнь на Земле в ее современном

виде была бы невозможной. С этой точки зрения озон в атмосфере является защитным слоем, своего рода щитом, выполняющим важнейшую функцию охраны жизни на Земле. Это обстоятельство породило в последние годы большое количество работ [3, 14, 76, 107, 124, 159, 205], в которых рассматривается возможное влияние на озонный слой антропогенных воздействий, в том числе выхлопных газов самолетов, фторхлорметанов, удобрений и т. д. Исследования в этом направлении не закончены и продолжаются в настоящее время.

В связи с развитием исследований по вопросу антропогенного воздействия на озонный слой отмечается значительное увеличение работ по фотохимии атмосферы и, в частности, по фотохимической теории атмосферного озона. При этом заметно возросло количество атмосферных составляющих, привлекаемых для различных модельных расчетов распределения озона в атмосфере [3, 14, 76, 159, 205].

Развитие исследований по проблеме атмосферного озона стимулировалось практическими задачами, связанными с развитием радиозондирования, высотной авиации, ракетной и спутниковой техники. Уже в нижней стратосфере наблюдается вредная для здоровья человека концентрация озона, которая растет вплоть до уровня средней стратосферы и которую нужно учитывать при высотных полетах. Повышенная концентрация озона вызывает порчу ряда материалов (например, резины), что необходимо учитывать как на уровне поверхности земли, так и при длительных полетах в стратосфере.

Этот далеко не полный перечень вопросов в достаточной мере определяет актуальность проблемы атмосферного озона для физики атмосферы.

Озон в атмосфере располагается в виде сферического слоя, внутренней поверхности которого совпадает с поверхностью земли. Толщина слоя составляет около 100 км. Озон в этом слое распределен неравномерно как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении. Наибольшая плотность озона наблюдается на высоте 18—26 км, причем уровень наибольшей плотности озона в среднем уменьшается с ростом широты.

Если рассматривать слой озона в горизонтальном направлении, то в среднем озона в высоких широтах больше, чем в низких. Средняя толщина озонного слоя, приведенного к нормальному давлению и температуре, составляет около 0,3 атм-см, а пределы изменений равны 0,2—0,6 атм-см. Средняя плотность озона в слое 0—70 км равна $0,9 \cdot 10^{-10}$ г/см³. Общая масса озона в атмосфере составляет около $3 \cdot 10^9$ т [39, 147].

Из всего потока солнечной энергии, падающей на Землю, озон поглощает около 3 %, или $5 \cdot 10^{20}$ Дж/сутки. Это количество равно энергии примерно 1000 тропосферных циклонов.

Озон образуется в воздухе (в основном в стратосфере) в результате действия ультрафиолетового излучения Солнца на атмосферный кислород. В нижние слои атмосферы озон проникает вследствие турбулентной диффузии разных масштабов, а также

вертикальных и горизонтальных перемещений воздуха и наличия сравнительно маломощных тропосферных источников озона [147].

Характеристики некоторых физических свойств озона в сравнении с физическими свойствами кислорода приведены в работах [39, 147].

Краткая историческая справка о развитии работ по исследованию атмосферного озона за рубежом приводится в работах [3, 39, 107, 112, 147].

Советские ученые внесли ценный вклад в дело изучения проблемы атмосферного озона. Первая научная публикация по атмосферному озону появилась в СССР в 1928 г. [1]. В 1933 г. под руководством акад. В. Г. Фесенкова в Кучино под Москвой были впервые организованы измерения ОС [136]. Эти измерения были продолжены в 1935—1936 гг. Н. П. Лугиным [87].

Начиная с 1934 г. С. Ф. Родионов организовал измерения ОС на Эльбрусе, которые с некоторыми перерывами продолжались вплоть до конца МГГ [39, 117].

В 1949 г. С. Ф. Родионов, А. Л. Ошерович и Е. В. Рдултовская [120] сконструировали простой фильтровый прибор для измерения общего содержания озона.

Во время Международного геофизического года (1957—1959 гг.) в СССР значительно расширились исследовательские работы по атмосферному озону.

В 1957—1959 гг. А. С. Бритаев и А. П. Кузнецов провели несколько серий наземных измерений ОС и вертикального распределения озона и рассмотрели полученные результаты в связи с метеорологическими условиями [17].

Данные об общем содержании озона в высоких широтах Советского Союза были проанализированы И. М. Долгиным и Г. У. Каримовой [68], а затем на большем материале Г. У. Каримовой [75].

Анализ и интерпретацию данных измерений ОС в СССР и во всем мире проделали в МГУ А. Х. Хргиан, Г. И. Кузнецов и С. П. Перов [8, 84, 107, 145, 147]. В своих работах они рассмотрели широкий круг вопросов, относящихся к проблеме атмосферного озона. В 60-е годы получили известность статьи и монографии И. А. Хвостикова [142, 143], в которых был затронут ряд вопросов физики атмосферного озона.

В 1952 г. в Воейково на Центральной полевой экспериментальной базе (ЦПЭБ) Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова (ГГО) были организованы эпизодические измерения ОС, а с 1956 г. и по настоящее время [32, 34, 39] проводятся систематические измерения ОС по спектрофотометру Добсона. В 1957 г. в ГГО был сконструирован самолетный озонометр [33], с помощью которого измеряется ОС с движущегося самолета. Это позволило получить ряд подробных широтных и долготных озонных разрезов [38, 39, 43, 61, 148—150].

На базе самолетного озонометра в ГГО в 1958 г. был разработан озонометр М-83 со светофильтрами, позволяющий измерять

ОС по прямому излучению Солнца (солнечные наблюдения) и по рассеянному излучению атмосферы от участка неба вблизи зенита (зенитные наблюдения, или наблюдения по зениту) [6, 39, 92]. Использование его стало возможным после того, как в 1958—1961 гг. в ГГО был разработан интегральный метод измерения и расчета ОС для таких приборов [39, 43, 47, 49]. Систематическое исследование ОС в СССР стало возможным в результате создания в 1957—1968 гг. сети озонметрических станций с методическим центром в ГГО [39, 40, 49, 94].

В настоящее время озонметрическая сеть СССР включает 42 % станций мировой озонметрической сети, состоящей из 106 действующих станций по измерению ОС [199]. В период МГГ (1957—1959 гг.) на территории СССР работало 11 озонметрических станций, в 1963 г.— 23 такие станции, в 1967 г.— 37 станций. С 1970 г. работают 45 озонметрических станций (табл. 11),

Таблица 1.1

Список озонметрических станций СССР

Станция	Координаты		Станция	Координаты	
	Ф	λ		Ф	λ
1. Абастумани	41°45'	42°50'	25. Мурманск	68°58'	33°03'
2. Алма-Ата	43 14	76 56	26. Нагаево	59 35	150 47
3. Аральское Море	46 47	61 40	27. Николаевск- на-Амуре	53 09	140 42
4. Архангельск	64 35	40 30	28. Одесса	46 29	30 38
5. Ашхабад	37 58	58 20	29. Оленёк	68 30	112 26
6. Большая Елань	46 55	142 44	30. Омск	54 66	73 24
7. Витим	59 27	112 35	31. Петропав- ловск-Камчат- ский	52 58	158 45
8. Владивосток	43 07	131 54			
9. Волгоград	48 40	44 27	32. Печора	65 07	57 06
10. Воронеж	51 42	39 10	33. Рига	56 58	24 04
11. Гурьев	47 01	51 51	34. Свердловск	56 48	60 38
12. о. Диксон	73 30	80 14	35. Семипалатинск	50 21	80 15
13. Душанбе	38 35	68 47	36. Сковородино	54 00	123 58
14. Игарка	67 28	86 34	37. Тбилиси	41 41	44 57
15. Иркутск	52 16	104 21	38. Тикси	71 40	128 50
16. Караганда	49 48	73 03	39. Тура	64 16	100 14
17. Киев	50 24	30 27	40. Феодосия	45 02	35 23
18. Котельный, о.	76 00	137 54	41. Ханты-Ман- сийск	60 58	69 04
19. Красноярск	56 00	92 53			
20. Куйбышев	53 15	50 27	42. о. Хейса	80 37	58 03
21. Ленинград	59 58	30 18	43. Цимлянск	47 44	42 15
22. Львов	49 49	53 27	44. Чарджоу	39 05	63 36
23. Марково	64 41	170 25	45. Якутск	62 05	129 45
24. Москва	55 45	37 34			

которые довольно равномерно распределены по территории СССР: 17 станций на европейской части, 27 станций на азиатской части и одна станция в Антарктиде [49].

Наблюдения за ОС на станциях СССР производятся по единой программе одинаковыми для всех станций приборами М-83 [6].

В 1981 г. были изданы новые методические указания по производству и обработке наблюдений за ОС [92], в которых учтен опыт наблюдений за озоном на сети станций и улучшена методика этих наблюдений.

Начиная с 1971 г. на озонметрической сети СССР стал применяться модернизированный прибор М-83 [47, 62, 92], который позволил улучшить качество наблюдений за ОС и уменьшить погрешность получаемых данных. Все приборы М-83, находящиеся на озонметрической сети СССР, привязываются к спектрофотометру Добсона № 108, который является образцовым измерительным средством. В свою очередь спектрофотометр Добсона № 108 привязан к мировому озонметрическому эталону — спектрофотометру Добсона № 83, находящемуся в США. Привязка каждого сетевого прибора М-83 к спектрофотометру Добсона № 108 осуществляется регулярно один раз в 2 года на ЦПЭБ ГГО.

В результате анализа данных по озону, полученных в ГГО во время полетов на самолетах, и данных, поступающих с сети озонметрических станций, удалось обнаружить эффект деформации поля атмосферного озона струйным течением [35, 38, 40, 43, 51, 52]. Анализ материалов, полученных с сети советских и зарубежных озонметрических станций, позволили обнаружить климатический максимум ОС над Восточной Сибирью [45, 57, 58].

По данным советских озонметрических станций построены карты горизонтального распределения озона над территорией СССР [58] с привлечением данных мировой сети над северным полушарием [57].

С помощью разработанного в ГГО экспедиционного озонметра [33, 39] проведены измерения ОС над акваториями океанов с научно-исследовательских судов [29, 114, 133], результаты которых затем были обобщены и проанализированы в работе [30].

Развитие исследований по атмосферному озону привело к необходимости их координации. Первую попытку такой координации предприняла Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова, которая созвала 4—5 апреля 1957 г. в Ленинграде I Междуведомственное научное совещание по атмосферному озону [32]. Это первое в СССР совещание было посвящено подготовке к начинающемуся в июле 1957 г. Международному геофизическому году.

II Междуведомственное научное совещание по атмосферному озону состоялось 28—31 октября 1959 г. в Москве в МГУ [8]. На этом совещании подвели некоторые итоги исследования озона во время МГГ.

В мае 1963 г. в Ленинграде в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова состоялось III Междуведомственное научное совещание по атмосферному озону [9]. Оно было создано накануне Международного года спокойного солнца и посвящено подготовке к этому важному мероприятию. В 1977 г. в Центральной аэрологической обсерватории (г. Долгопрудный) было проведено Всесоюзное совещание по озону. Доклады, сделанные на

этом совещании, опубликованы в сборнике [127] и в периодической научной печати [47—49, 51, 149]. В 1978 г. в Тбилиси был создан Второй всесоюзный симпозиум по проблеме атмосферного озона [26].

Ежемесячные данные об ОС, получаемые на всех станциях СССР, с 1957 г. собирают в ГГО, где они проходят критический просмотр и затем публикуются. С 1965 г. ежедневные данные наблюдений за ОС также со всех станций СССР по телеграфу передают в Гидрометцентр СССР, где строят озонные карты для территории СССР и проводят синоптический анализ полей ОС на территории СССР и Северного полушария [135].

Данные об ОС за 1956 г. по ст. Ленинград (Воейково), опубликованы в работе [57]. Данные наблюдений за ОС во время МГГ (1957—1959 гг.) по советским станциям опубликованы в сборнике [67]. Данные наблюдений за ОС по станциям СССР в 1960—1962 гг. опубликованы в монографии [40], в 1963 — в сборнике [9], за период МГСС — в сборнике [65], а за период 1966—1967 гг. в сборнике [66]. Данные об ОС, полученные на станциях СССР по модернизированным озонетрам М-83, печатаются в сборниках [96]. В настоящее время в этих сборниках опубликованы данные об ОС за 1973—1979 гг.

Данные об ОС за 1960—1981 гг. по станциям СССР, предназначенные для международного обмена, систематически печатаются в международных справочных изданиях по озону, выпускаемых в Канаде [199].

1.2. ОСНОВНЫЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ И ЕДИНИЦЫ, ПРИМЕНЯЕМЫЕ ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ ОЗОНА

До последнего времени в научной литературе отсутствовало строгое и обоснованное определение основных терминов, обозначений и единиц для измерения атмосферного озона. В работах по этому вопросу встречаются разночтения и ошибки, что затрудняет, например, перевод одних единиц измерения озона в другие. Ниже достаточно обоснованно излагается вопрос о терминах, обозначениях и единицах измерения, применяемых в озонетрии.

Суммарным озоном называется количество озона в вертикальном столбе атмосферы, численно равное толщине слоя газообразного озона в этом столбе при нормальных условиях. Под нормальными условиями имеются в виду давление 1013,25 гПа и температура 288,15 К. Обозначается суммарный озон буквой X . Для измерения ОС используются единицы атмосферо-сантиметры (атм-см) и в некоторых случаях миллатмосферо-сантиметры (матм-см), причем $1 \text{ атм-см} = 1000 \text{ матм-см}$. В ряде работ для измерения ОС применяется единица Добсона, называемая так в честь известного геофизика Добсона и обозначаемая Д.Е. При этом $1 \text{ Д.Е.} = 1 \text{ матм-см}$.

Плотность газообразного озона обозначается буквой ρ_3 и при нормальных условиях равна $2,1415 \cdot 10^{-3} \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$ или $2,1415 \times$

$\times 10^9$ мкг·м⁻³. Тогда 1 см³ газообразного озона при нормальных условиях эквивалентен массе $2,1415 \cdot 10^{-3}$ г, 1 атм·см озона соответствует $2,1415 \cdot 10^{-3}$ г·см⁻² озона и, наоборот, 1 г·см⁻² газообразного озона соответствует 466,97 атм·см, а 1 мкг/м² газообразного озона соответствует $0,46697 \cdot 10^{-7}$ атм·см. Отсюда

$$X = 0,46697 \cdot 10^{-7} \cdot \int_0^H \rho_3 dh, \quad (1.1)$$

где X в атм·см, ρ_3 в мкг·м⁻³, а H принимается равным 100 000 м.

Во многих случаях для измерения вертикального распределения озона используются единицы парциального давления озона. Парциальным давлением озона в воздухе называется давление, под которым находился бы озон, если бы из воздуха были удалены все остальные газы, а объем и температура сохранились прежними. Обозначается парциальное давление озона буквой p_3 и измеряется в системе СИ в миллипаскалях (мПа), причем эта единица в 10 раз превышает часто применяемую единицу измерения парциального давления нанобар (нбар), т. е. 1 мПа = 10 нбар.

Связь между плотностью озона и его парциальным давлением находится из формулы состояния идеального газа [151]

$$\rho_3 = \frac{p_3 \mu}{RT}, \quad (1.2)$$

где R — универсальная газовая постоянная, равная $8,3144 \times 10^3$ Дж·К⁻¹·кмоль⁻¹; $\mu = 47,998$ кг·кмоль⁻¹ для озона; T — абсолютная температура газообразного озона в кельвинах.

Подставляя указанные выше значения R и μ в формулу (1.2), получим

$$\rho_3 = 5,773 \cdot 10^3 \frac{p_3}{T}, \quad (1.3)$$

где p_3 в миллипаскалях, T в кельвинах, ρ_3 в мкг·м⁻³.

Отсюда

$$p_3 = 0,1732 \cdot 10^{-3} \rho_3 T. \quad (1.4)$$

В ряде случаев для измерения ОС используется количество молекул озона (N_{O_3}) в вертикальном столбе атмосферы сечением 1 см² при нормальных условиях. Учитывая, что при нормальных условиях в 1 см³ помещается $2,6868 \cdot 10^{19}$ молекул озона (число Лошмидта), будем иметь, что 1 атм·см соответствует $2,6868 \times 10^{19}$ молекул·см⁻². Отсюда получается формула

$$N_{O_3} = 2,6868 \cdot 10^{19} \cdot X \quad (1.5)$$

где X в атм·см, N_{O_3} — соответствующее ему количество молекул озона в вертикальном столбе атмосферы сечением 1 см² при нормальных условиях в молекул·см⁻².

Так как в 1 м³ при нормальных условиях содержится $2,1415 \times 10^{19}$ мкг газообразного озона или $2,6868 \cdot 10^{25}$ молекул газо-

образного озона, то $1 \text{ мкг} \cdot \text{м}^{-3}$ озона соответствует $2,6868 \times 10^{25} / 2,1415 \cdot 10^9 = 1,2546 \cdot 10^{16}$ молекул $\cdot \text{м}^{-3}$ озона.

Отсюда получается формула

$$n_3 = 1,2546 \cdot 10^{16} \rho_3, \quad (1.6)$$

где n_3 — концентрация молекул озона в молекул $\cdot \text{м}^{-3}$, ρ_3 — плотность озона в $\text{мкг} \cdot \text{м}^{-3}$.

Во многих случаях для измерения озона применяются единицы массовой концентрации и молярной концентрации озона, причем последняя иногда называется единицей объемной концентрации или объемного содержания озона.

Массовой концентрацией озона (или очень близкой к ней по величине — отношение смеси озон/воздух) называется отношение его массы M_0 , к массе воздуха M_B в данном объеме, т. е.

$$r_3 = \frac{M_{O_3}}{M_B}. \quad (1.7)$$

Единицей измерения массовой концентрации озона обычно является $\text{мкг} \cdot \text{г}^{-1}$.

Молярной концентрацией озона называется отношение числа молей этого газа к числу молей воздуха в данном объеме, т. е.

$$N_3 = \frac{M_{O_3} / \mu_{O_3}}{M_B / \mu_B}, \quad (1.8)$$

где μ_{O_3} — молярная масса озона, μ_B — молярная масса воздуха.

Единицей измерения молярной концентрации озона является млн^{-1} (одна часть на миллион) или млр^{-1} (одна часть на миллиард).

В зарубежной научной литературе часто используются следующие единицы измерения молярной концентрации озона:

$$1 \text{ ppm} = 1 \text{ ppmv} = 1 \text{ млн}^{-1};$$

$$1 \text{ ppht} = 10 \text{ млр}^{-1};$$

$$1 \text{ ppb} = 1 \text{ млр}^{-1}.$$

Из закона Дальтона следует, что парциальное давление газа в смеси равно произведению давления смеси на молярную концентрацию этого газа [151]. Отсюда

$$N_3 = 10^6 \frac{p_3}{p}, \quad (1.9)$$

где p_3 и p в миллипаскалях или других одинаковых единицах измерения, а N_3 в млн^{-1} .

Из уравнений (1.7) и (1.8) следует, что

$$r_3 = \frac{\mu_{O_3}}{\mu_B} N_3. \quad (1.10)$$

Поскольку для сухого воздуха $\mu_v = 28,9645 \text{ кг} \cdot \text{кмоль}^{-1}$, а $\mu_o = 47,9982 \text{ кг} \cdot \text{кмоль}^{-1}$ [90], то из формулы (1.10) получим

$$r_3 = 1,6571 N_3, \quad (1.11)$$

где N_3 в млн^{-1} , а r_3 в $\text{мкг} \cdot \text{г}^{-1}$.

Связь между плотностью озона и его молярной концентрацией на основании формул (1.9) и (1.4) определяется формулой

$$N_3 = 0,1732 \cdot 10^3 \rho_3 \frac{T}{p}, \quad (1.12)$$

где N_3 в млн^{-1} , ρ_3 в $\text{мкг} \cdot \text{м}^{-3}$, T в кельвинах, p в миллипаскалях.

Из формулы (1.12) следует, что в приземном слое атмосферы существует простое приближенное соотношение между молярной концентрацией и плотностью озона: $1 \text{ млр}^{-1} \approx 2 \text{ мкг} \cdot \text{м}^{-3}$.

2. ОСНОВНЫЕ МЕТОДЫ И ПРИБОРЫ ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ СУММАРНОГО ОЗОНА

2.1. КВАЗИМОНОХРОМАТИЧЕСКИЙ МЕТОД ИЗМЕРЕНИЯ СУММАРНОГО ОЗОНА

В настоящее время основным методом измерения ОС в атмосфере является квазимонохроматический метод. Он основан на свойстве озона поглощать излучение в некоторых участках спектра. Впервые квазимонохроматический метод измерения ОС разработали Фабри и Бюиссон в 1921 г. [21, 147]. В 1926 г. этот метод был видоизменен и усовершенствован Добсоном и Харрисоном [168] и в 1957 г. — Добсоном [165].

Для измерения ОС с земной поверхности обычно используются длины волн 290—370 нм, причем выбор их определяется тем, что излучение на этих длинах волн неполностью поглощается в атмосфере и достигает поверхности земли. В качестве источников света используются Солнце и в редких случаях Луна или некоторые яркие звезды. Для приближенного измерения ОС используется рассеянное излучение от участка неба в зените.

Свет от внеземного источника, проходя через атмосферу, в области $\lambda = 290 \dots 370 \text{ нм}$ ослабляется вследствие: а) поглощения атмосферным озоном; б) рассеяния молекулами воздуха; в) рассеяния и поглощения аэрозолем; г) поглощения некоторыми газовыми составляющими атмосферы (в основном сернистым газом и двуокисью азота). Другие составные части воздуха (кислород, азот, водяной пар, углекислый газ и пр.) поглощают свет в этом участке спектра в ничтожно малой степени.

Выведем количественные соотношения, которые необходимы для расчета ОС в атмосфере. Для этого рассмотрим рис. 2.1.

На рисунке O — центр Земли, R — радиус Земли, θ — угловая высота внеземного источника света, A — место наблюдателя, MA — направление луча в атмосфере, l — траектория луча в нижнем слое атмосферы толщиной h , AH' — линия горизонта, BH_1 — прямая, перпендикулярная к OB .

Используя известное уравнение траектории луча в атмосфере [85] применительно к рис. 2.1, для высот h и 0 км получим

$$n(h)(R+h)\cos\theta_h = n(0)R\cos\theta, \quad (2.1)$$

где $n(h)$ и $n(0)$ — показатели преломления воздуха на высотах h и 0 км, а R — средний радиус Земли, равный 6371,2 км.

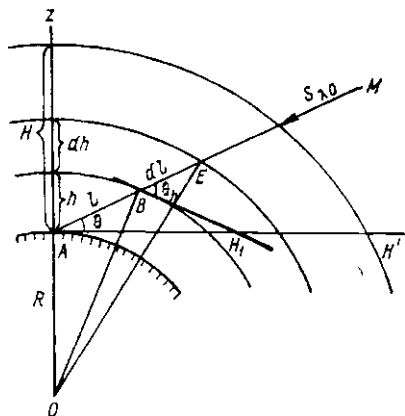


Рис. 2.1. Схема прохождения солнечного луча через атмосферу.

Из (2.1) можно найти $\operatorname{cosec}\theta_h$:

$$\begin{aligned} \cos\theta_h &= \frac{R}{R+h} \frac{n(0)}{n(h)} \cos\theta; \\ \operatorname{cosec}\theta_h &= \frac{1}{\sqrt{1 - \left[\frac{R}{R+h} \frac{n(0)}{n(h)} \right]^2 \cos^2\theta}}. \end{aligned} \quad (2.2)$$

Выражение (2.2) широко используется в озонометрии.

С другой стороны, из треугольника OBE (рис. 2.1) следует, что

$$(R+h+dh)^2 = (R+h)^2 + (dl)^2 - 2(R+h)dl\cos(90+\theta)$$

или

$$2(R+h)dh + (dh)^2 = (dl)^2 + 2(R+h)\sin\theta_h dl. \quad (2.3)$$

Пренебрегая бесконечно малым второго порядка, получим

$$2(R+h)\sin\theta_h dl = 2(R+h)dh \quad (2.4)$$

или

$$dl = \operatorname{cosec}\theta_h dh. \quad (2.5)$$

Если на расстоянии l от наблюдателя натуральный показатель ослабления в слое атмосферы толщиной dl для параллельного пучка излучения равен $\mu'_\lambda(l)$, то ослабление излучения в этом слое будет равно

$$dS_\lambda(l) = \mu'_\lambda(l) S_\lambda(l) dl, \quad (2.6)$$

где $S_\lambda(l)$ — поток излучения с длиной волны λ на расстоянии l от наблюдателя.

Для удобства, используя выражение (2.5), перейдем от переменной l к переменной h :

$$dS_\lambda(h) = \mu'_\lambda(h) S_\lambda(h) \operatorname{cosec} \theta_h dh. \quad (2.7)$$

Проинтегрировав уравнение (2.7) по h от поверхности земли до верхней поверхности атмосферы, т. е. до такого уровня, выше которого ослабление излучения в выбранном участке спектра пренебрежимо мало, получим

$$\int_{S_\lambda}^{S_{\lambda_0}} \frac{dS_\lambda(h)}{S_\lambda(h)} = \int_0^H \mu'_\lambda(h) \operatorname{cosec} \theta_h dh \quad (2.8)$$

или

$$S_\lambda = S_{\lambda_0} e^{-\int_0^H \mu'_\lambda(h) \operatorname{cosec} \theta_h dh}. \quad (2.9)$$

Здесь H — расстояние по вертикали от наблюдателя до верхней поверхности атмосферы, S_λ — поток прямого солнечного (или иного) излучения на поверхности земли; S_{λ_0} — то же на верхней поверхности атмосферы. При этом для достаточно малых телесных углов предполагается, что собственное и рассеянное излучение земной атмосферы в области $\lambda = 290 \dots 370$ нм крайне незначительно по сравнению с прямым солнечным (или иным) излучением.

Из (2.9) после замены основания e на основание 10 получим формулу, которая наиболее полно выражает закон Бугера для атмосферы,

$$S_\lambda = S_{\lambda_0} \cdot 10^{-\int_0^H \mu_\lambda(h) \operatorname{cosec} \theta_h dh}, \quad (2.10)$$

где $\mu_\lambda(h)$ — показатель ослабления атмосферы на высоте h для длины волны λ , а интеграл, стоящий в показателе степени, называется оптической плотностью атмосферы (в наклонном направлении) для длины волны λ .

Как уже упоминалось, показатель ослабления атмосферы зависит от поглощения излучения в озоне, от рассеяния излучения в чистом воздухе, от ослабления излучения в аэрозоле и от

поглощения излучения другими газами. Полагая, что эта зависимость имеет аддитивный характер, можно написать

$$\mu_{\lambda}(h) = \alpha_{\lambda} \rho_3(h) + \frac{\rho(h)}{\rho_0} r_{\lambda 0} + \gamma_{\lambda}(h) + \Delta_{\lambda}(h). \quad (2.11)$$

Здесь α_{λ} — показатель поглощения излучения озоном, отнесенный к длине волны λ ; $\rho_3(h)$ — плотность озона на высоте h ; $\rho(h)$ — плотность воздуха на высоте h ; ρ_0 — плотность воздуха при нормальных условиях; $r_{\lambda 0}$ — показатель рассеяния в воздухе, отнесенный к нормальным условиям и к длине волны λ ; $\gamma_{\lambda}(h)$ — показатель ослабления аэрозоля, отнесенный к реальному аэрозолю, расположенному в рассматриваемый момент на высоте h , и к длине волны λ :

$$\Delta_{\lambda}(h) = \sum_{i=1}^n \alpha_{\lambda i} \rho_i(h)$$

есть суммарный показатель поглощения газовыми примесями атмосферы, где $\alpha_{\lambda i}$ — показатель i -й примеси, $\rho_i(h)$ — плотность на высоте h ¹.

В озонотрии для расчетов используется оптическая плотность релеевской атмосферы $\beta_{\lambda 0}$. При нормальных условиях

$$\beta_{\lambda 0} = r_{\lambda 0} H_0, \quad (2.12)$$

где H_0 — высота однородной атмосферы, равная 7996 м [90].

Подставляя выражение (2.11) в выражение (2.10) и учитывая равенство (2.12), получим для уровня моря:

$$S_{\lambda} = S_{\lambda 0} \cdot 10^{-\left[\alpha_{\lambda} X_{\mu} + \beta_{\lambda 0} m + \delta_{\lambda} m_1 + \sum_{i=1}^n (\alpha_{\lambda i} y_{\lambda i} \mu_i) \right]}. \quad (2.13)$$

Здесь

$$\mu = \frac{1}{X} \int_0^H \rho_3(h) \operatorname{cosec} \theta_h dh; \quad (2.14)$$

$$m = \frac{1}{\rho_0 H_0} \int_0^H \rho(h) \operatorname{cosec} \theta_h dh; \quad (2.15)$$

$$m_1 = \frac{1}{\delta_{\lambda}} \int_0^H \gamma_{\lambda}(h) \operatorname{cosec} \theta_h dh; \quad (2.16)$$

$$\mu_i = \frac{1}{y_i} \int_0^H \rho_i(h) \operatorname{cosec} \theta_h dh; \quad (2.17)$$

$$X = \int_0^H \rho_3(h) dh \quad (2.18)$$

¹ В настоящей работе в соответствии с ГОСТ 7601—78 используются показатели ослабления и оптические плотности, относящиеся к основанию 10. Для перевода их в натуральные показатели ослабления и оптические плотности их нужно умножить на $\ln 10 = 2,303$.

(где $\rho_3(h)$ в атм·см·км⁻¹);

$$\delta_\lambda = \int_0^H \gamma_\lambda(h) dh; \quad (2.19)$$

$$y_i = \int_0^H \rho_i(h) dh. \quad (2.20)$$

Величина δ_λ называется оптической плотностью атмосферного аэрозоля (по вертикали) для длины волны λ . Величина y_i представляет собой суммарное содержание i -й газообразной примеси в вертикальном столбе атмосферы.

Если измерения прямого солнечного (или иного) излучения производятся не на уровне моря, а на высоте h , то формула (2.13) видоизменяется. В этом случае величины X , H_0 , $\beta_{\lambda 0}$, δ_λ и y_i превратятся соответственно в следующие: X' , H , β_λ , δ_λ и y_i . При этом оптическая плотность релеевской атмосферы будет равна:

$$\beta_\lambda = r_{\lambda 0} H. \quad (2.21)$$

Из выражений (2.12) и (2.21) следует, что

$$\beta_\lambda = \beta_{\lambda 0} \frac{H}{H_0}. \quad (2.22)$$

С другой стороны, высоты однородной атмосферы в двух рассматриваемых случаях будут равны [90]: на уровне моря

$$H_0 = \frac{p_0}{\rho_0 g}, \quad (2.23)$$

на высоте h

$$H = \frac{p}{\rho_0 g}, \quad (2.24)$$

Откуда

$$\frac{H}{H_0} = \frac{p}{p_0}, \quad (2.25)$$

где p и p_0 — давление на высоте h и уровне моря соответственно.

Подставляя (2.25) в (2.22), получим

$$\beta_\lambda = \beta_{\lambda 0} \frac{p}{p_0}. \quad (2.26)$$

Тогда выражение (2.13) примет вид

$$S'_\lambda = S_{\lambda 0} \cdot 10^{-\left[\alpha_\lambda X' + \frac{p}{p_0} \beta_{\lambda 0} m_1 + \delta'_\lambda m_1 + \sum_{i=1}^n (a_{\lambda i} y'_i m_i) \right]}. \quad (2.27)$$

Соотношения (2.13) и (2.27) в количественной форме выражают известный закон ослабления излучения в атмосфере — закон Бугера. Выражения (2.14), (2.15), (2.16) и (2.17) называются

соответственно оптической массой атмосферного озона, атмосферы, аэрозоля и i -й газообразной примеси.

Закон Бугера многократно подтвержден экспериментально [18, 72, 123]. Однако имеется ряд ограничений при его применении для атмосферы.

Согласно С. И. Вавилову [18] и Г. В. Розенбергу [123] строгое выполнение закона Бугера имеет место при следующих трех условиях.

- 1) отсутствие собственного и индуцированного излучения среды;
- 2) монохроматичность излучения или неизменность коэффициента ослабления на соответствующем спектральном интервале;
- 3) достаточная малость рассеянного излучения среды в пределах телесного угла прибора по сравнению с измеряемым прямым излучением.

Отступление от первого условия приводит к тому, что показатель ослабления среды перестает быть неизменным и может стать даже отрицательным.

Отступление от второго условия вызывает известный эффект Форбса [126], проявляющийся, в частности, в том, что максимум спектральной чувствительности системы прибор—солнце—атмосфера смещается в сторону длинных волн с увеличением оптической плотности атмосферы.

Отступление от третьего условия приводит к возникновению нелинейной зависимости показателя ослабления от оптической плотности среды и, в частности, к появлению эффекта многократного рассеяния [37, 122], который рассматривается в разделе 3.3.

Теоретические и экспериментальные данные [39, 72, 123, 144] позволяют утверждать, что в безоблачной атмосфере, в ближней ультрафиолетовой и видимой областях спектра для таких источников света, как Солнце, при достаточно малых телесных углах прибора и малых оптических массах закон Бугера выполняется с достаточной точностью.

Детализированные критерии применимости закона Бугера в атмосфере, разработанные автором [43], приводятся в разделах 3.1 и 3.3. Выполнимость закона Бугера для очень малых интервалов длин волн (лазерные источники излучения) не входит в круг вопросов, рассматриваемых в настоящей работе.

Важное значение в озонometрии имеют оптические массы μ , m , m_1 и μ_i . От погрешности расчета этих величин зависит непосредственно погрешность, с которой определяется ОС в атмосфере. Из выражений (2.14), (2.15), (2.16) и (2.17), определяющих оптические массы μ , m , m_1 и μ_i , следует, что помимо зависимости этих масс от угловой высоты θ , все четыре оптические массы незначительно зависят от длины волны λ (через показатель преломления воздуха n , входящий в $\cos \theta_n$) и, что следует особо отметить, μ зависит от распределения озона по высоте, m — от распределения плотности воздуха по высоте, m_1 — от вертикального распределения аэрозоля и μ_i — от вертикального распределения i -й примеси в атмосфере.

По данным, опубликованным в справочнике [4], показатель преломления n чистого воздуха уменьшается с ростом длины волны λ (табл. 2.1). Однако это уменьшение n при росте λ от 300 до 2000 нм не превышает 0,01 %, т. е. лежит за пределами обнаружения при обычных атмосферно-оптических измерениях. Вследствие этого следует считать, что в указанном диапазоне длин волн оптические массы практически не зависят от длины волны.

Для подробных расчетов оптических масс следует использовать известное аналитическое выражение показателя преломления воздуха [4] на разных высотах $n(h)$:

$$n(h) = 1 + (n_{0\lambda} - 1) \frac{p(h) \{1 + [1,049 - 0,0157t(h)] 10^{-6} p(h)\}}{720,883 [1 + 0,003661t(h)]}, \quad (2.28)$$

где $n_{0\lambda}$ — показатель преломления воздуха при стандартных условиях для длины волны λ (в области 310—330 нм $n_{0\lambda} = 1,000305$ [4]); $p(h)$ — давление в мм рт. ст. на высоте h ; $t(h)$ — температура в градусах Цельсия на высоте h .

С помощью вычислений μ ; m , m_1 и μ_i по формулам (2.14—2.17), можно показать, что для $\theta > 30^\circ$ их значения отличаются друг от друга меньше, чем на 1 %, для $\theta > 20^\circ$ меньше, чем на 2 %. Однако для $\theta = 1^\circ$ различия между μ и m могут достигать 50 % (табл. 2.2).

В настоящее время в озонотрии приняты значения оптических масс атмосферы, вычисленные Бемпорадом. Подробные значения m по Бемпоряду приводятся в [39].

В ряде случаев для расчетов на ЭВМ требуется аналитическое выражение оптической массы атмосферы, зависящее только от угловой высоты θ . Для не слишком малых высот θ применима формула

$$m = 796,8 \sin \theta \left(\sqrt{1 + \frac{0,00251}{\sin^2 \theta}} - 1 \right), \quad (2.29)$$

причем для $\theta \geq 10^\circ$ значения m , вычисленные по формуле (2.29) и взятые из таблицы Бемпорада [39], отличаются друг от друга менее чем на 1 %. Формулу (2.29) можно вывести из формулы (2.15), если положить, что атмосфера является однородной (т. е. $H = H_0$, $\rho(h) = \rho_0$ и, следовательно, $n(h) = n_0$) и пренебречь дробью $H_0^2/R^2 \sin^2 \theta$ в правой части следующего соотношения, получаемого при интегрировании выражения (2.15) с указанными допущениями:

$$\begin{aligned} & \int_0^H \frac{dh}{\sqrt{1 - \left(\frac{R}{R+h}\right)^2 \cos^2 \theta}} = R \sin \theta \times \\ & \times \left(\sqrt{1 + \frac{2H_0}{R \sin^2 \theta} + \frac{H_0^2}{R^2 \sin^2 \theta}} - 1 \right). \end{aligned}$$

Таблица 2.1

Показатель преломления чистого воздуха при стандартных условиях

λ нм	n	λ нм	n	λ нм	n
300	1,000308	700	1,000291	1000	1,000289
400	1,000298	800	1,000290	1500	1,000288
500	1,000294	900	1,000289	2000	1,000288
600	1,000292				

Таблица 2.2

Значения оптических масс m , m_B , μ и m_1 в зависимости от высоты Солнца θ
[55, 64]

θ°	m	m_B	μ	m_1	θ°	m	m_B	μ	m_1
1	24,237	26,959	13,635	33,697	38	1,621	1,621	1,614	1,623
2	18,789	19,781	12,183	23,076	39	1,586	1,586	1,580	1,588
3	14,891	15,365	10,810	16,989	40	1,553	1,553	1,547	1,555
4	12,180	12,439	9,583	13,316	41	1,522	1,522	1,516	1,523
5	10,238	10,395	8,825	10,908	42	1,492	1,492	1,487	1,493
6	8,799	8,900	7,628	9,221	43	1,464	1,464	1,460	1,465
7	7,699	7,768	6,872	7,980	44	1,438	1,438	1,433	1,439
8	6,835	6,884	6,234	7,030	45	1,413	1,413	1,409	1,413
9	6,141	6,177	5,693	6,281	46	1,389	1,389	1,385	1,389
10	5,573	5,600	5,231	5,677	47	1,366	1,366	1,362	1,367
11	5,099	5,120	4,834	5,179	48	1,344	1,344	1,341	1,345
12	4,700	4,716	4,490	4,762	49	1,324	1,324	1,321	1,324
13	4,359	4,372	4,190	4,407	50	1,304	1,304	1,301	1,305
14	4,064	4,075	3,927	4,103	51	1,286	1,285	1,283	1,286
15	3,807	3,816	3,964	3,839	52	1,268	1,267	1,266	1,269
16	3,581	3,583	3,487	3,607	53	1,251	1,251	1,249	1,252
17	3,381	3,388	3,302	3,403	54	1,235	1,235	1,233	1,236
18	3,203	2,209	3,136	3,222	55	1,220	1,220	1,218	1,220
19	3,044	3,049	2,987	3,059	56	1,206	1,205	1,204	1,206
20	2,900	2,904	2,851	2,913	57	1,192	1,191	1,190	1,192
21	2,770	2,773	2,727	2,781	58	1,178	1,178	1,177	1,179
22	2,652	2,654	2,615	2,662	59	1,166	1,166	1,164	1,166
23	2,544	2,546	2,511	2,552	60	1,154	1,154	1,153	1,154
24	2,445	2,447	2,416	2,453	61	1,143	1,143	1,141	1,143
25	2,354	2,357	2,329	2,361	62	1,132	1,132	1,131	1,132
26	2,271	2,274	2,248	2,277	63	1,122	1,122	1,120	1,122
27	2,193	2,195	2,173	2,199	64	1,112	1,112	1,111	1,112
28	2,122	2,123	2,104	2,126	65	1,103	1,103	1,102	1,103
29	2,055	2,056	2,039	2,059	66	1,094	1,094	1,093	1,094
30	1,993	1,995	1,979	1,997	68	1,086	1,086	1,085	1,086
31	1,937	1,937	1,922	1,939	69	1,071	1,071	1,070	1,071
32	1,882	1,882	1,870	1,885	70	1,064	1,064	1,063	1,064
33	1,831	1,831	1,820	1,834	75	1,035	1,035	1,035	1,035
34	1,784	1,784	1,774	1,786	80	1,015	1,015	1,015	1,015
35	1,740	1,740	1,730	1,741	85	1,004	1,004	1,004	1,004
36	1,698	1,689	1,689	1,700	90	1,000	1,000	1,000	1,000
37	1,653	1,658	1,651	1,660					

Результаты подробных расчетов оптических масс μ , m и m_1 соответственно по формулам (2.14), (2.15) и (2.16) приведены в работах [55, 64]. При этом для расчета μ использовали пять характерных для разных сезонов вертикальных распределений озона [64], для расчета m — стандартное распределение плотности воздуха по высотам, для m_1 — две модели распределения показателя аэрозольного ослабления по высоте [55]. Из анализа полученных значений μ [64] следует, что для разных вертикальных распределений озона эти значения сравнительно мало отличаются друг от друга. Так, при $10^\circ \leq \theta \leq 90^\circ$ значения μ для одних и тех же высот θ различаются между собой не более чем на 0,7 %.

Для сравнения в табл. 2.2 приведены значения оптических масс атмосферы m_B , полученные Бемпорадом [39, 126]. Как видно из таблицы, значения m и m_B при $10^\circ \leq \theta \leq 90^\circ$ отличаются друг от друга меньше, чем на 0,8 %.

В ряде зарубежных стран на практике пользуются приближенной формулой расчета μ . Если положить, что весь озон сосредоточен в слое с неизменной по вертикали плотностью $\rho_3 = \varepsilon$ и находится между высотами H_1 и H_2 от поверхности земли, т. е. что $\rho_3(h) = 0$, когда $h < H_1$; $\rho_3(h) = \varepsilon$, когда $H_1 < h < H_2$; $\rho_3(h) = 0$, когда $h > H_2$, и принять, кроме того, $n(0) = n(h)$, то, учитывая, что $\varepsilon(H_2 - H_1) = X$, и применяя теорему о среднем значении для определенного интеграла, получим

$$\begin{aligned} \mu(\theta) &= \frac{1}{X} \int_0^H \frac{\rho_3(h) dh}{\sqrt{1 - \left[\frac{R}{R+h} \frac{\eta(0)}{\eta(h)} \right]^2 \cos^2 \theta}} = \\ &= \frac{(H_2 - H_1) \varepsilon}{X} \frac{1}{\sqrt{1 - \left(\frac{R}{R+h_1} \right)^2 \cos^2 \theta}} = \\ &= \frac{1}{\sqrt{1 - \left(\frac{R}{R+h_1} \right)^2 \cos^2 \theta}}, \end{aligned} \quad (2.30)$$

где $H_1 < h_1 < H_2$.

Заметим, что из (2.2) следует, что без учета рефракции в атмосфере

$$\operatorname{cosec} \theta_{h_1} = \frac{1}{\sqrt{1 - \left(\frac{R}{R+h_1} \right)^2 \cos^2 \theta}} \quad (2.31)$$

или

$$\sin \theta_{h_1} = \sqrt{1 - \left(\frac{R}{R+h_1} \right)^2 \cos^2 \theta}.$$

Отсюда

$$\cos \theta_{h_1} = \frac{R \cos \theta}{R + h_1}, \quad (2.32)$$

т. е. получается соотношение, которое часто приводится в зарубежных работах вместо более точного (2.2).

Как видно из выражений (2.14)—(2.17), оптические массы μ , m , m_1 и μ_i представляют собой соответственно отношения оптических плотностей слоя озона, релеевской атмосферы, слоя аэрозолей и слоя газовой примеси в наклонном направлении к указанным оптическим плотностям в направлении вертикали. Ввиду этого правильнее было бы указанные оптические массы называть относительными оптическими плотностями.

В некоторых работах под оптическими массами понимают относительные длины путей солнечного (или иного) луча через атмосферу, причем путь в вертикальном направлении принимается равным единице. Ошибочность такого представления видна из сравнения оптических масс μ , m и m_1 при одинаковых θ (табл. 2.2). Для $\theta < 15^\circ$ оптические массы μ , m и m_1 заметно отличаются друг от друга при одних и тех же высотах солнца, хотя длины геометрических путей солнечного луча через атмосферу во всех случаях при этом одинаковы. Значения оптических масс, как это видно из формулы (2.14)—(2.17), зависят от распределения по вертикали ослабляющих излучение компонентов атмосферы.

В ряде работ предлагается при использовании оптических масс на разных высотах над уровнем моря умножать их на отношение p/p_0 , где p и p_0 — давление на уровне прибора и уровне моря соответственно. Из формулы (2.26) следует, что в действительности отношение p/p_0 входит в виде сомножителя в величину оптической плотности β_λ , а не в величину m . Поскольку в атмосфере при подъеме вверх одновременно уменьшаются оптические плотности в наклонном и вертикальном направлениях, оптическая масса атмосферы m , являющаяся отношением этих величин, будет уменьшаться весьма мало, значительно меньше, чем отношение p/p_0 . В работе [55] были рассчитаны оптические массы атмосферы m как на уровне моря, так и на высоте 3 км. В результате было получено, что значения m на разных уровнях при одних и тех же θ близки друг к другу, и при $9^\circ < \theta < 90^\circ$ различаются между собой менее, чем на 1 %.

В формулу (2.13) помимо μ , m , m_1 и y_i входят величины β_λ и δ_λ .

Оптическая плотность релеевской атмосферы β_λ вычисляется по формуле Релея с учетом поправки на анизотропию молекул [13, 81, 126, 201]:

$$\beta_\lambda = 0,4343 \frac{32\pi^3 (n-1)^2}{3N_\lambda \lambda^4} \frac{6+3d}{6-7d} H_0, \quad (2.33)$$

где n — показатель преломления чистого воздуха при нормальных условиях, незначительно зависящий от длины волны λ [4]; $N_\lambda = 2,6868 \cdot 10^{19} \text{ см}^{-3}$ — число Лопшидта; d — фактор деполяри-

Прямая солнечная радиация вне земной атмосферы на среднем расстоянии Земли от Солнца $S_{\lambda 0}$, показатель поглощения озона при температуре -50°C α_λ и оптическая плотность релейской атмосферы при стандартном распределении температуры β_λ в зависимости от длины волны λ

λ нм	$S_{\lambda 0}$ Вт/(м ² ·нм)	α_λ см ⁻¹	β_λ Б	λ нм	$S_{\lambda 0}$ Вт/(м ² ·нм)	α_λ см ⁻¹	β_λ Б
280	0,208	44,1	0,723	329	1,030	0,075	0,362
281	0,225	40,2	0,712	330	1,103	0,060	0,357
282	0,240	37,1	0,701	331	1,057	0,055	0,352
283	0,250	34,0	0,690	332	1,021	0,050	0,348
284	0,275	30,6	0,680	333	1,033	0,040	0,344
285	0,295	27,5	0,669	334	1,044	0,030	0,339
286	0,325	24,8	0,659	335	1,067	0,022	0,335
287	0,350	22,5	0,649	336	0,958	0,020	0,331
288	0,380	19,9	0,640	337	0,852	0,020	0,327
289	0,418	17,6	0,630	338	0,918	0,018	0,323
290	0,451	15,6	0,621	339	0,990	0,015	0,319
291	0,475	13,6	0,612	340	1,050	0,010	0,315
292	0,490	11,5	0,603	341	1,039	0,005	0,311
293	0,515	10,1	0,594	342	1,026	0,002	0,307
294	0,535	8,95	0,585	343	1,076	0,000	0,304
295	0,546	8,03	0,576	344	0,924		0,300
296	0,558	7,18	0,568	245	0,898		0,297
297	0,565	5,41	0,552	346	0,971		0,293
298	0,570	5,41	0,552	347	0,947		0,289
299	0,575	4,70	0,544	348	0,955		0,286
300	0,585	4,03	0,537	349	0,923		0,283
301	0,588	3,57	0,529	350	0,999		0,279
302	0,593	3,04	0,522	351	1,118		0,276
303	0,565	2,69	0,515	352	0,943		0,272
304	0,573	2,38	0,507	353	0,998		0,269
305	0,574	2,11	0,499	354	1,103		0,265
306	0,588	1,76	0,493	355	1,085		0,262
307	0,645	1,54	0,486	356	0,961		0,259
308	0,677	1,37	0,479	357	0,868		0,256
309	0,580	1,21	0,473	358	0,734		0,253
310	0,566	1,06	0,466	359	0,876		0,250
311	0,689	0,912	0,460	360	1,027		0,248
312	0,738	0,770	0,454	361	0,877		0,245
313	0,727	0,645	0,448	362	0,849		0,242
314	0,735	0,552	0,442	363	1,013		0,239
315	0,746	0,465	0,438	364	0,991		0,237
316	0,713	0,413	0,430	365	1,088		0,234
317	0,757	0,365	0,424	366	1,223		0,231
318	0,783	0,318	0,418	367	1,235		0,229
319	0,751	0,280	0,412	368	1,181		0,226
320	0,831	0,245	0,407	369	1,171		0,224
321	0,819	0,210	0,402	370	1,121		0,221
322	0,782	0,173	0,397	371	1,061		0,219
323	0,710	0,150	0,391	372	1,053		0,216
324	0,651	0,125	0,386	373	0,908		0,214
325	0,725	0,112	0,381	374	0,803		0,212
326	0,956	0,105	0,377	375	0,894		0,205
327	1,107	0,100	0,372	376	1,058		0,207
328	1,022	0,090	0,367	377	1,179		0,205

λ нм	$S_{\lambda 0}$ Вт/(м ² ·нм)	α_{λ} см ⁻¹	β_{λ} Б	λ нм	$S_{\lambda 0}$ Вт/(м ² ·нм)	α_{λ} см ⁻¹	β_{λ} Б
378	1,202		0,203	391	1,233		0,175
379	1,056		0,200	392	1,200		0,173
380	1,083		0,198	393	0,777		0,172
381	1,130		0,196	394	0,811		0,170
382	0,867		0,193	395	1,209		0,168
383	0,671		0,191	396	1,005		0,166
384	0,831		0,189	397	0,834		0,165
385	1,031		0,187	398	1,271		0,163
386	0,987		0,185	399	1,596		0,161
387	0,949		0,183	400	1,604		0,160
388	0,951		0,181				
389	1,064		0,179				
390	1,168		0,177				

зацин, принимаемый равным 0,035; H_0 — высота однородной атмосферы.

Таблицы значений β_{λ} приводятся в работах [13, 39, 201]. В табл. 2.3 приведены значения β_{λ} в белах в ультрафиолетовой (УФ) области спектра, рассчитанные для стандартной атмосферы.

Сомножитель $(6 + 3d)/(6 - 7d)$ в формуле (2.33) называется коэффициентом оптической анизотропии молекул и обозначается буквой f . Этот сомножитель появился в формуле Релея в результате известных теоретических работ Кабанна и Тихановского еще в 20-х годах текущего столетия [81, 112, 126, 144, 201] и характеризует отклонение формы рассеивающих молекул от сферической формы. Однако у разных авторов в зависимости от способа рассуждений приводятся различные формулы для коэффициента f и разные значения d . В табл. 2.4 показаны некоторые значения f и d и литературные источники, из которых они заимствованы. Из таблицы следует, что значения коэффициента f колеблются в пределах $\pm 3,5\%$. В последние годы наиболее часто используется f , равное 1,061, которое и было использовано в настоящей работе.

Таблица 2.4

Значения коэффициентов анизотропии по различным литературным источникам

Формула коэффициента анизотропии и источники	Значение фактора деполяризации и источники		
	0,035 [13, 201]	0,042 [81, 112, 141]	0,06 [123]
$\frac{6 + 3d}{6 - 7d}$ [13, 81, 112, 126, 201]	1,061	1,074	1,108
$\frac{2 + d}{2 - d}$ [108, 144]	1,036	1,043	1,062

Оптическая плотность аэрозоля δ_λ , состоящего из сферических частиц разных размеров, определяется, согласно теории Ми [50, 108, 123], по формуле

$$\delta_\lambda = 0,434\pi \int_{r_1}^{r_2} r^2 F_\mu(\eta) \frac{dN}{dr} dr, \quad (2.34)$$

где r — радиус частиц, $F_\mu(\eta)$ — фактор эффективности ослабления, являющейся функцией показателя преломления вещества частиц и параметра η , равного

$$\eta = \frac{2\pi r}{\lambda}; \quad (2.35)$$

dN/dr — функция распределения частиц по размерам в вертикальном столбе атмосферы единичного сечения; r_1 и r_2 — наименьший и наибольший радиусы частиц.

Для вычисления величины δ_λ необходимо знать функцию распределения числа частиц аэрозоля по размерам в вертикальном столбе атмосферы с единичным сечением, их форму, агрегатный и химический состав. Однако указанный комплекс данных о размерах, форме, агрегатном и химическом составе частиц реального аэрозоля во всей толще атмосферы получить в настоящее время практически невозможно. При экспериментальном определении δ_λ оптическим методом в полосах поглощения озона также возникают значительные трудности, так как при этом измеряется суммарное ослабление, вызываемое озоном и аэрозолем. Как показывают наблюдения [46, 96], в безоблачной атмосфере при отсутствии тумана значения δ_λ в интервале длин волн 300—400 нм колеблются в значительных пределах, от 0 до 0,5 Б.

Метод измерения ОС основан на использовании закона Бугера в виде (2.13) или (2.27). Для уменьшения влияния аэрозоля на результат измерения ОС, а также таких факторов, как периодическое изменение расстояния от Земли до Солнца и возможные небольшие колебания солнечного излучения в УФ области спектра, применяется двухволновая (или четырехволновая) методика.

Если использовать прямое солнечное излучение двух длин волн (например, $\lambda_1 = 311,4$ и $\lambda_2 = 332,4$), из которых первая сильно ослабляется озоном, а вторая — мало, то, прологарифмировав выражение (2.13) для этих длин волн, получим:

$$\left. \begin{aligned} \lg S_\lambda &= \lg S_{\lambda 0} - \alpha_\lambda X - \beta_\lambda m - \delta_\lambda m_1 - a_\lambda y_1 \mu_1; \\ \lg S'_\lambda &= \lg S'_{\lambda 0} - a'_\lambda X - \beta'_\lambda m - \delta'_\lambda m_1 - a'_\lambda y_1 \mu_1. \end{aligned} \right\} \quad (2.36)$$

Вычитая из верхнего уравнения нижнее, будем иметь (опуская λ):

$$\begin{aligned} \lg \frac{S}{S'} &= \lg \frac{S_0}{S'_0} - (\alpha - \alpha') \mu X - (\beta - \beta') m - \\ &\quad - (\delta - \delta') m_1 - (a - a') y_1 \mu_1. \end{aligned} \quad (2.37)$$

В уравнения (2.36) для простоты включена только одна газовая примесь в атмосфере y_1 .

Необходимость соблюдения условия монохроматичности (малых $\Delta\lambda$) в выражениях (2.36) и (2.37) приводит к необходимости использования для измерения ОС приборов, выделяющих узкие полосы пропускания по спектру. Поэтому метод измерения озона, излагаемый в настоящем разделе, назван квазимонохроматическим методом.

Из уравнения (2.37) определим X :

$$X = \frac{L_0 - L - (\beta - \beta') m - (\delta - \delta') m_1 - (a - a') y_1 \mu_1}{(a - a') \mu} \quad (2.38)$$

или

$$X = \frac{N}{(a - a') \mu} - \frac{(\beta - \beta') m + (\delta - \delta') m_1 - (a - a') y_1 \mu_1}{(a - a') \mu}, \quad (2.39)$$

где

$$L_0 = \lg \frac{S_0}{S'_0}; \quad (2.40)$$

$$L = \lg \frac{S}{S'}; \quad (2.41)$$

$$N = L_0 - L^1. \quad (2.42)$$

Таблица 2.5

Значения разности показателей поглощения озона $\alpha - \alpha'$, оптической плотности релейской атмосферы β , β' и $\beta - \beta'$, принятые с 1 января 1968 г. по рекомендации Международной комиссии по атмосферному озону для спектрофотометров Добсона [164]

Пара длин волн	λ нм	$\alpha - \alpha'$	β	β'	$\beta - \beta'$	$\frac{\beta - \beta'}{\alpha - \alpha'}$
А Короткая	305,5	1,748	0,491	0,375	0,116	0,066
	Длинная					
В Короткая	325,4	1,140	0,470	0,357	0,113	0,099
	Длинная					
С Короткая	308,8	0,800	0,453	0,343	0,110	0,137
	Длинная					
D Короткая	311,45	0,360	0,416	0,312	0,104	0,289
	Длинная					
C' Короткая	317,6	0,047	0,343	0,094	0,249	
	Длинная					

¹ При практическом использовании формул (2.38) и (2.39) следует учитывать, что в величины S и S_0 , S'_0 и S' входят в виде множителей постоянные озонометрического прибора, зависящие от длины волны. Постоянные прибора входят также в величины L и L_0 , но в N они не входят, так как взаимно уничтожаются в разности $L_0 - L$.

Формулы (2.38) и (2.39) пригодны для вычисления ОС в атмосфере. Значения α , α' , β , β' находят из табл. 2.3, 2.5 и 2.6, они постоянны для выбранной пары длин волн. Величины μ , m , m_1 изменяются в зависимости от высоты солнца, их находят из табл. 2.2. Значение L определяется путем измерения по озонметрическому прибору, причем отсчет по нему I пропорционален величине S .

Таблица 2.6

Значения показателя поглощения озона α_λ при 18 °С и переводного множителя K_λ для перехода от температуры 18 °С к температуре —50 °С [211]

λ нм	α_λ см ⁻¹	K_λ	λ нм	α_λ см ⁻¹	K_λ	λ нм	α_λ см ⁻¹	K_λ
303,70	2,76	0,92	312,04	0,881	—	329,20	0,061	0,54
304,23	2,56	—	312,12	0,818	—	329,50	0,066	0,60
304,36	2,49	—	312,17	0,842	—	329,90	0,056	0,60
304,49	2,435	—	312,45	0,784	—	330,30	0,0940	0,84
304,62	2,37	—	313,00	—	0,82	330,90	0,0780	0,77
304,89	2,21	—	316,70	0,450	0,78	331,20	0,108	0,86
305,10	2,06	0,90	317,00	0,490	0,83	331,87	0,0530	—
305,30	2,09	0,91	317,30	0,450	0,82	331,92	0,9549	—
305,90	1,97	0,905	317,60	0,500	0,865	332,12	0,0424	—
306,10	2,01	0,915	317,77	0,426	—	332,22	0,0456	0,65
306,60	1,90	—	317,84	0,443	—	332,43	0,0369	—
307,50	—	0,90	318,18	0,359	—	332,50	0,0410	—
307,70	1,62	0,90	318,28	0,377	—	332,80	0,0350	0,63
308,30	1,46	0,90	318,50	0,334	—	333,20	0,0500	0,62
308,50	1,48	0,90	318,62	0,350	—	333,40	0,0440	0,64
308,80	1,47	—	319,00	—	0,75	333,80	0,0770	0,86
308,99	1,41	—	—	—	—	334,50	0,0381	0,62
309,20	1,35	—	—	—	—	337,20	—	0,88
309,47	1,225	—	322,60	0,293	0,89	337,74	0,0295	—
309,54	1,25	—	323,90	0,140	0,63	337,80	0,0318	—
309,80	1,16	0,89	324,20	0,162	0,74	338,24	0,0143	0,60
—	—	—	324,50	0,152	0,73	338,46	0,0182	0,65
310,00	—	0,89	324,80	0,224	0,91	338,56	0,0168	—
310,45	1,04	—	325,30	0,171	0,81	338,86	0,0124	0,55
310,67	1,07	—	325,50	0,185	0,82	339,10	0,0140	0,60
310,72	1,01	—	325,63	0,136	0,70	339,50	0,0220	—
310,95	1,04	0,89	325,82	0,147	0,74	339,80	0,0170	—
310,03	1,00	—	326,90	0,092	0,60	340,10	0,0280	0,87
311,20	—	0,89	327,20	0,121	0,79	340,84	0,0120	0,55
311,30	1,03	—	327,50	0,106	0,76	341,70	0,0078	0,55
311,97	0,858	—	327,90	0,162	0,91	342,10	0,0090	0,55

Величина L_0 в формулах (2.38) и (2.42) называется внеатмосферной постоянной, она связана с излучением Солнца вне атмосферы и находится экспериментально для каждого прибора на основании соотношения (2.37). Учитывая, что μ , m , m_1 и μ_1 очень мало отличаются друг от друга при $\theta > 15^\circ$ (см. табл. 2.2), и используя (2.40) и (2.41), получим

$$L = L_0 - \mu B, \quad (2.43)$$

где

$$B = (\alpha - \alpha') X + (\beta - \beta') + (\delta - \delta') - (\alpha - \alpha') y_1 \quad (2.44)$$

и $\mu = m = m_1 = \mu_1$.

Из уравнения (2.43) следует, что L линейно связано с μ (рис. 2.2). Что касается разности $\delta - \delta'$ в формулах (2.38) и (2.39), то для простоты полагают, что ввиду близости λ_1 и λ_2 эта разность равна нулю. По этой же причине (близость двух длин волн) и ввиду малости величины y_1 (а также y_2, y_3 и др.) последний член в числителе в формулах (2.38) и (2.39) принимается равным нулю.

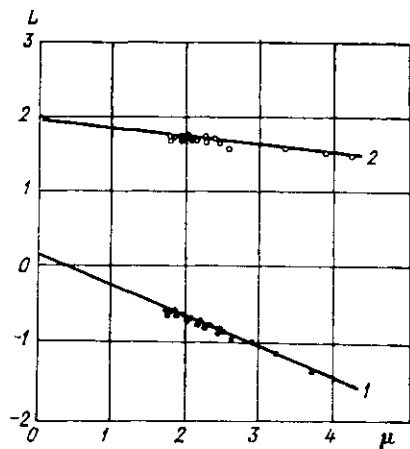


Рис. 2.2. Зависимость величины $L = \lg S_{\lambda_1}/S_{\lambda_2}$ от оптической массы μ .

1) $\lambda_1 = 311,4$ нм, $\lambda_2 = 332,3$ нм, 2) $\lambda_1 = 332,3$ нм, $\lambda_2 = 455,6$ нм.

Если уравнение (2.39) умножить на $(\alpha - \alpha')\mu$, затем написать уравнение для пары длин волн A и уравнение для пары волн B , вычесть одно из другого и принять, что $y_1 = 0$, то получим

$$X[(\alpha - \alpha')_A - (\alpha - \alpha')_B]\mu = N_A - N_B - [(\beta - \beta')_A - (\beta - \beta')_B]m - [(\delta - \delta')_A - (\delta - \delta')_B]m_1. \quad (2.45)$$

При определенном выборе пар длин волн разность $(\delta - \delta')_A - (\delta - \delta')_B$ в формуле (2.45) может оказаться к нулю ближе, чем отдельные члены этой разности. Полагая эту разность равной нулю, из (2.45) получим

$$X = \frac{N_A - N_B - [(\beta - \beta')_A - (\beta - \beta')_B]m}{[(\alpha - \alpha')_A - (\alpha - \alpha')_B]\mu}. \quad (2.46)$$

Формула (2.46) является основной при вычислении ОС по методике Добсона [164, 165]. Если в формуле (2.46) положить $m = \mu$, то

$$X = \frac{N_A - N_B}{c_1\mu} - c_2, \quad (2.47)$$

где постоянные c_1 и c_2 соответственно равны:

$$c_1 = (\alpha - \alpha')_A - (\alpha - \alpha')_B; \quad (2.48)$$

$$c_2 = \frac{(\beta - \beta')_A - (\beta - \beta')_B}{(\alpha - \alpha')_A - (\alpha - \alpha')_B}. \quad (2.49)$$

В 1957 г. Добсон [164] для измерения озона на сети станций применительно к своему прибору выбрал определенные пары длин волн (A, B, C, D, C'), а также показатели α и β (табл. 2.5). Значения показателя поглощения озона были выбраны на основании измерений Вигру [210] и соответствовали температуре -44°C , которая считалась тогда близкой к средней температуре озонового слоя. Однако в процессе использования выбранных пар длин волн и значений показателя поглощения озона (1957—1967 гг.) выяснили, что его значения не вполне точны [167]. Были отмечены случаи, когда значения ОС, определенные в одном пункте и в одно и то же время по разным парам длин волн, заметно не совпадали¹. В связи с этим были предприняты дополнительные измерения показателя поглощения озона. При этом на основании данных радиозондирования атмосферы решили считать, что средняя температура озонового слоя равна не -44°C , а -50°C [211]. В табл. 26 приводятся данные измерений показателя поглощения озона при 18°C и значения переводного множителя для перехода от температуры 18°C к температуре -50°C , полученные Вигру в 1967 г. [211].

Ввиду того что щели спектрофотометра Добсона выделяют конечные спектральные интервалы, на протяжении которых показатель поглощения озона изменяется довольно сложно, целесообразно применять среднее взвешенное значение показателя поглощения озона с учетом его структуры и спектральной чувствительности спектрофотометра. Среднее взвешенное значение показателя поглощения озона

$$\alpha = \frac{\alpha_1 w_1 + \alpha_2 w_2 + \dots + \alpha_n w_n}{w_1 + w_2 + \dots + w_n}, \quad (2.50)$$

где w_i — спектральная чувствительность спектрофотометра в i -м подынтервале. В интегральной форме среднее взвешенное значение коэффициента поглощения озона на основании (2.50) будет иметь вид

$$\alpha = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} w_\lambda \alpha_\lambda d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} w_\lambda d\lambda}, \quad (2.51)$$

¹ Эти несовпадения значений ОС были обусловлены как неточными значениями показателей поглощения озона, так и инструментальными погрешностями измерения ОС спектрофотометром Добсона.

где λ_1 и λ_2 — границы интервала длин волн, выделяемого спектрофотометром. Вигру [211] с помощью выражения (2.51) и табл. 2.6 рассчитал средние взвешенные значения показателя поглощения озона для разных пар длин волн, применяемых в спектрофотометре Добсона¹. Значения средних взвешенных разностей $\alpha_{\lambda_1} - \alpha_{\lambda_2}$ показаны в табл. 2.7 (5-я строка). В табл. 2.7 приведены также значения разностей $\alpha_{\lambda_1} - \alpha_{\lambda_2}$, полученные другими авторами с помощью различных методов. Как видно из таблицы, разности $\alpha_{\lambda_1} - \alpha_{\lambda_2}$,

Таблица 2.7

Разности показателей поглощения озона ($\alpha_{\lambda_1} - \alpha_{\lambda_2}$) для разных пар длин волн и двойной пары AD

Метод получения и источник данных	Температура, °C	Пара длин волн				
		A	B	C	D	AD
1. Лабораторные измерения Вигру, 1953 [210].	—44	1,762	1,223	0,865	0,374	1,388
2. Измерения по спектрофотометру Добсона в естественных условиях в Оксфорде, 1957 [167].	—44	1,741	1,144	0,791	0,353	1,388
3. Измерения по спектрофотометру Добсона в естественных условиях в Эдмонтоне, 1957 [167].	—44	1,743	1,156	0,804	0,355	1,388
4. Лабораторные измерения в Оксфорде, 1963 [167].	—44	1,743	1,142	0,808	0,354	1,389
5. Лабораторные измерения, расчет по формуле (2.51) Вигру, 1967 [211].	—50	1,746	1,206	0,807	0,365	1,381
6. Лабораторные измерения по спектрофотометру Добсона Вигру, 1967 [211]	—50	1,756	1,133	0,799	0,360	1,396
7. Рекомендация Международной комиссии по атмосферному озону, 1967 [167].	—50	1,748	1,140	0,800	0,360	1,388
8. Лабораторные измерения по спектрофотометру Добсона, 1968 [167]	—42	1,749	1,161	0,812	0,361	1,388

¹ Для этих расчетов Вигру [211] использовал модели спектральной чувствительности спектрофотометра Добсона (треугольную и трапецевидную), полученные не на основании измерений, а на основании предположений. В формуле (2.51) не принята во внимание погрешность, вызываемая эффектом Форбса.

используемые для регулярных измерений ОС на сети станций, отличаются друг от друга. Разброс их значений для пар волн B и C достигает 7 %. Однако для двойной пары длин волн AD этот разброс не превышает 1 %.¹

Для различных двойных пар длин волн (AD , BD , CD , AC) из формулы (2.47) и табл. 2.5 и 2.7 можно получить следующие формулы для вычисления суммарного озона в атмосферо-сантиметрах:

$$X_{AD} = \frac{N_A - N_D}{1,388\mu} - 0,012; \quad (2.52)$$

$$X_{BD} = \frac{N_B - N_D}{0,780\mu} - 0,009; \quad (2.53)$$

$$X_{CD} = \frac{N_C - N_D}{0,440\mu} - 0,006; \quad (2.54)$$

$$X_{AC} = \frac{N_A - N_C}{0,948\mu} - 0,006. \quad (2.55)$$

Из этих формул наибольшее применение на озонметрических станциях, оснащенных спектрофотометрами Добсона, нашла формула (2.52).

Если измерения ОС производят не на уровне моря, то в последние члены формул (2.52) — (2.55) согласно формуле (2.27) вводится поправочный множитель p/p_0 , где p_0 и p — давление на уровне моря и на уровне прибора соответственно.

Методика измерения ОС по рассеянному УФ излучению атмосферы от участка неба вблизи зенита основывается на построении эмпирической номограммы [164]. Эта номограмма строится в следующих координатах: по оси абсцисс откладывается оптическая масса озона μ , по оси ординат наносится либо разность $N_{Az} - N_{Dz}$, полученная при зенитных измерениях, либо величина $(N_{Az} - N_{Dz})/\mu$. На самой номограмме проводят линии одинаковых значений X . Основой для нанесения на номограмму точечных значений величин $N_{Az} - N_{Dz}$ или $(N_{Az} - N_{Dz})/\mu$, с помощью которых проводят линии одинакового суммарного озона, служат данные о нем, полученные по прямому солнечному излучению на двойной паре волн AD . При этом строится одна номограмма для безоблачного зенита (рис. 2.3).

Методика измерений ОС по рассеянному излучению от участка облачного неба вблизи зенита (по зениту) базируется на введении эмпирических поправок либо в величину $N_{Az} - N_{Dz}$, с которой входят в номограмму для безоблачного зенита, либо в величину X . Эмпирическая номограмма и эмпирические поправки определяются на каждой станции, периодически проверяются и уточняются по

¹ Столь малый разброс значений показателей поглощения озона для двойной пары длин волн в табл. 2.7 объясняется не результатами измерений этих показателей, а желанием сохранить шкалу измерения ОС [191].

Значения облачной поправки, на которую нужно уменьшить суммарный озон (атм-см) при наблюдениях по облачному зениту.
Оптическая плотность облаков больше 3,0

X	μ							
	1,0	1,2	1,4	1,6	1,8	2,0	2,2	2,4
0,250	0	0	0	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
0,275	0	0	0,001	0,001	0,002	0,002	0,003	0,003
0,300	0	0,001	0,001	0,002	0,003	0,003	0,004	0,004
0,325	0,001	0,001	0,002	0,003	0,004	0,004	0,005	0,006
0,350	0,001	0,002	0,002	0,004	0,005	0,006	0,007	0,008
0,375	0,001	0,002	0,003	0,005	0,006	0,008	0,009	0,011
0,400	0,002	0,003	0,004	0,006	0,007	0,009	0,011	0,013
0,425	0,002	0,003	0,005	0,007	0,009	0,011	0,013	0,015
0,450	0,002	0,004	0,006	0,008	0,010	0,013	0,016	0,018
0,475	0,003	0,004	0,007	0,009	0,012	0,015	0,018	0,021
0,500	0,003	0,005	0,008	0,011	0,014	0,017	0,021	0,027
0,525	0,003	0,006	0,009	0,012	0,016	0,019	0,023	0,027

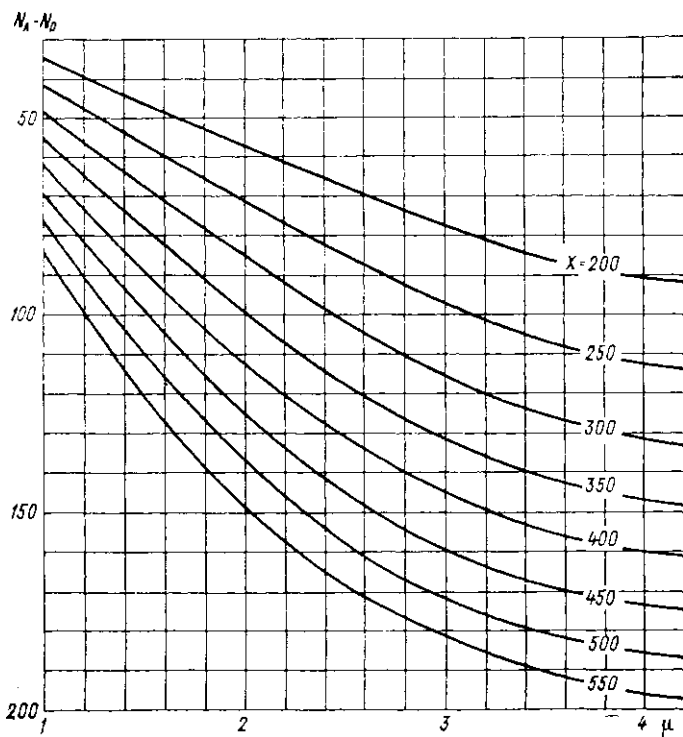


Рис. 2.3. Номограмма для нахождения суммарного озона по спектрофотометру Добсона. Пара воли AD , зенит (матм-см).

данным измерения ОС по прямому солнечному излучению на двойной паре волн AD . Значения облачных поправок, применяемых на озонотрических станциях США, приведены в табл. 2.8.

Как видно из табл. 2.8, измерения ОС по облачному зениту производятся в ограниченном диапазоне оптических масс озона, когда μ изменяется от 1,0 до 2,4, т. е. при высоте солнца $24-90^\circ$.

2.2. ИНТЕГРАЛЬНЫЙ МЕТОД ИЗМЕРЕНИЯ СУММАРНОГО ОЗОНА

Изложенный выше метод измерения ОС пригоден для приборов с высокой монохроматичностью (например, для спектрофотометра Добсона). Эти приборы довольно сложны, требуют квалифицированных наблюдателей и дорого стоят. В связи с этим значительный интерес для измерения ОС представляют более простые и доступные для сети станций приборы со светофильтрами, которые выделяют довольно широкие спектральные полосы пропускания. Комбинации стеклянных светофильтров, изготавливаемых в настоящее время, выделяют полосы пропускания (ширина полосы измеряется на половине высоты кривой пропускания) в ультрафиолетовой области спектра шириной 10—30 нм, интерференционные светофильтры — 5—10 нм. Указанные спектральные интервалы не удовлетворяют условию монохроматичности. В этом случае применение метода Добсона для расчета ОС становится невозможным. На участке спектра, выделяемом коротковолновым светофильтром, показатель поглощения озона изменяется в несколько раз, вследствие чего заметно проявляется эффект Форбса, вызывающий искажение измеряемой величины озона (см. раздел 3.1).

Известно, что любой спектрофотометрический прибор, направленный на источник излучения (например, Солнце), воспринимает излучение от него согласно следующей формуле:

$$I = c \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \omega_{\lambda} M_{\lambda} d\lambda, \quad (2.56)$$

где c — некоторая постоянная; ω_{λ} — спектральная чувствительность прибора; M_{λ} — распределение по спектру энергетической светимости рассматриваемого источника излучения; λ_1 и λ_2 — нижняя и верхняя границы интервала спектральной чувствительности прибора.

В случае если источником излучения является Солнце, то величина M_{λ} определяется по формуле (2.13) или (2.27). Формула (2.56) отражает то обстоятельство, что спектрофотометрический прибор всегда регистрирует суммарное по спектру излучение источника от всех узких участков спектра, попадающих в интервал его спектральной чувствительности и редуцированных в соответствии с этой чувствительностью.

Чтобы показать, как проявляется эффект Форбса при использовании для измерения озона прибора со спектральной чувстви-

тельностью, показанной на рис. 2.10 (кривые 1 и 2), воспользуемся подынтегральным выражением в формуле (2.56)

$$K_{\lambda} = \omega_{\lambda} S_{\lambda,0} \cdot 10^{-[\alpha_{\lambda}^{\mu}(\theta) + \beta_{\lambda}^m(\theta) + \delta_{\lambda}^{m_1}(\theta)]}, \quad (2.57)$$

в котором пренебрегается влияние других (кроме озона) газовых примесей атмосферы. Заметим, что спектральная чувствительность ω_{λ} практически определяется величиной отношения отсчетов по прибору к соответствующим отсчетам по термостолбику с черной приемной поверхностью при использовании в обоих случаях одного и того же монохроматического источника излучения переменной длины волны.

С помощью выражения (2.57) вычисляют положение максимума спектральной эффективности $\lambda_{\max}$ системы прибор—солнце в зависимости от высоты солнца и ОС. Иначе говоря, находят длину волны редуцированного излучения $\lambda_{\max}$, поступающего

Таблица 2.9

Эффективные значения $\lambda_{\max}$ мм озонметра М-83 в зависимости от θ и X

X атм-см	θ°						Свето- фильтр
	6	10	20	40	60	80	
0,20	321	317	314	310	310	310	I
	332	330	328	328	326	326	II
0,30	321	319	315	312	310	310	I
	332	331	328	328	328	326	II
0,40	323	321	317	314	312	311	I
	332	332	328	328	328	328	II
0,50	323	321	316	314	313	312	I
	332	332	330	328	328	328	II

Таблица 2.10

Эффективные значения $\lambda_{\max}$ мм озонметра М-83 в зависимости от θ и оптической плотности аэрозоля атмосферы $\delta_{\lambda=500 \text{ нм}}$ при $X=0,3$ атм-см

$\delta_{\lambda=500 \text{ нм}}$ Б ¹	θ°						Свето- фильтр
	6	10	20	40	60	80	
0,000	321	319	315	312	310	310	I
	332	330	328	328	327	326	II
0,050	321	319	315	312	310	310	I
	332	331	328	328	328	326	II
0,100	321	319	315	312	310	310	I
	332	331	328	328	328	326	II
0,200	323	319	315	312	310	310	I
	332	331	328	328	328	327	II

¹ Согласно ГОСТ 7601—78 оптическая плотность измеряется в белых (Б).

в прибор и создающего наибольший вклад в величину I в формуле (2.56).

Значения $\lambda_{\max}$, полученные по формуле (2.57) помещены в табл. 2.9 и 2.10.

Как видно из табл. 2.9, в рассматриваемом случае эффект Форбса проявляется в том, что с уменьшением высоты солнца или увеличением содержания озона положение максимума эффективной спектральной чувствительности системы прибор—солнце смещается в сторону длинных волн. Зависимость $\lambda_{\max}$ от δ_λ проявляется в значительно меньшей степени, чем от ОС (табл. 2.10). Это значит, что при измерении озона прибором со светофильтрами нельзя использовать постоянное значение $\lambda_{\max}$ при разной высоте солнца и разном содержании озона.

Учитывая это обстоятельство, в 1959 г. Г. П. Гущин [33, 36, 39] разработал метод измерения ОС, пригодный для приборов со светофильтрами, который позволил использовать эти приборы на сети станций. Он получил название интегрального метода [47, 92]. Теоретические основы метода заключаются в следующем.

В соответствии с выражением (2.56) в каждый данный момент отсчет I на выходе озонометра, наведенного на солнце, для любого светофильтра пропорционален сумме редуцированных световых потоков от каждого малого спектрального участка, на которые разбит весь интервал спектральной чувствительности прибора.

Для первого светофильтра отсчет на выходе озонометра будет равен

$$I = c \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \omega_{\lambda 1} S_\lambda d\lambda, \quad (2.58)$$

где λ_1 и λ_2 — нижняя и верхняя границы интервала спектральной чувствительности $\omega_{\lambda 1}$, соответствующего первому светофильтру.

Для второго светофильтра при неизменности наводки прибора на солнечный диск выражение (2.58) записывается аналогичным образом:

$$I' = c \int_{\lambda_3}^{\lambda_4} \omega_{\lambda 2} S_\lambda d\lambda, \quad (2.59)$$

где λ_3 и λ_4 — границы интервала спектральной чувствительности $\omega_{\lambda 2}$, соответствующего второму светофильтру.

Первый светофильтр выбирается так, чтобы его полоса пропускания совпадала с правым крылом полосы поглощения озона, второй — так, чтобы его полоса пропускания была в основном вне (правее) полосы поглощения озона. Отношение отсчетов для первого и второго светофильтров, записанное более подробно с помощью выражения (2.13), будет иметь вид

$$\frac{I}{I'} = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \omega_{\lambda 1} S_{\lambda 0} 10^{-[\alpha_\lambda X_\mu + \beta_\lambda m + \delta_\lambda m_1]} d\lambda}{\int_{\lambda_3}^{\lambda_4} \omega_{\lambda 2} S_{\lambda 0} 10^{-[\alpha_\lambda X_\mu + \beta_\lambda m + \delta_\lambda m_1]} d\lambda}. \quad (2.60)$$

I/I' , как видно из выражения (2.60), является функцией θ и X , т. е.

$$\frac{I}{I'} = f(\theta, X). \quad (2.61)$$

Функция $f(\theta, X)$ рассчитывается по следующим данным:

а) ω_λ — спектральная чувствительность прибора в области двух светофильтров (рис. 2.10);

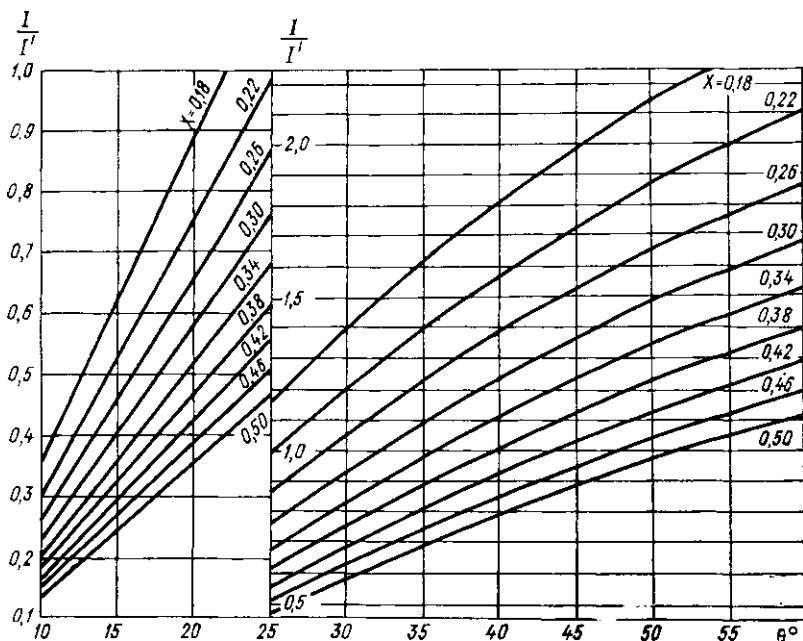


Рис. 2.4. Озонная номограмма прибора М-83 (атм-см).

б) $S_{\lambda 0}$ — относительное распределение энергии в солнечном спектре вне атмосферы; значения величины приведены в табл. 2.3 по данным работы [88];

в) α_λ — показатель поглощения озона согласно Вигру [210, 211]; значения α_λ сглажены и приведены в табл. 2.3;

г) β_λ — оптическая плотность релеевской атмосферы, рассчитанная по формуле (2.33) и приведенная в табл. 2.3.

Как и в квазимонохроматическом методе, было принято допущение о независимости оптической плотности аэрозоля от длины волны. В этом случае члены $10^{-\delta_\lambda m(\theta)}$ в числителе и знаменателе формулы (2.60) сокращаются.

В результате расчетов по формуле (2.20) получается озонная номограмма (рис. 2.4), с помощью которой, с одной стороны, рассчитывается ОС по данным наблюдений, а с другой — оценивается погрешность интегрального метода.

На номограмме по оси абсцисс нанесены высоты солнца в градусах, по оси ординат — отношение отсчетов I/I' по двум светофильтрам.

С помощью номограммы (рис. 2.4) по данным наблюдений легко определить ОС в атмосфере, расположенной выше уровня моря. Для этого по высоте солнца и отношению реальных отсчетов I_1/I_2 , исправленных на температуру (раздел 2.6), находят точку на номограмме. Затем по двум ближайшим к точке линиям одинакового содержания озона путем интерполяции (или непосредственно, если линия проходит через найденную точку) определяют значение ОС.

Изложенный метод расчета ОС применим для приборов с широкими спектральными полосами пропускания самых различных форм. Расчет погрешностей этого метода, связанных с выбором светофильтров, показывает, что погрешности тем меньше, чем в более коротковолновой области находится максимум пропускания первого светофильтра (точнее говоря, правое крыло кривой пропускания), или, иначе, чем больше эффективные коэффициенты поглощения озона. Разумеется, максимум пропускания первого светофильтра нельзя смещать в область волн короче 290 нм по той причине, что солнечный спектр у поверхности земли резко обрывается при $\lambda < 290$ нм. Если при измерении ОС учитывать аэрозольную погрешность, то выгоднее использовать светофильтры, максимумы пропускания которых по спектру расположены близко друг к другу. Однако если эти максимумы располагаются слишком близко друг к другу, то возрастает погрешность, связанная с уменьшением разности между эффективными показателями поглощения озона. Поэтому должно существовать оптимальное расстояние по спектру между максимумами пропускания двух светофильтров, предназначенных для измерения ОС.

Номограмма для расчета ОС может быть рассчитана для разных высот над уровнем моря, вплоть до верхней границы озонного слоя. При этом величина β_λ в формуле (2.60) умножается на отношение p/p_0 , где p — давление на избранной высоте, p_0 — давление на уровне моря. Это означает, что интегральный метод позволяет определить толщу озона, лежащую выше любого уровня.

Если озонметр со светофильтрами поднять каким-нибудь способом до некоторой высоты над поверхностью земли (с помощью самолета, аэростата, шаров-зондов и др.) и через определенный интервал высот (например, 2 км) измерять отношение потоков прямого солнечного излучения в двух участках спектра, то по полученным отношениям с помощью озонных номограмм типа, показанного на рис. 2.4, можно по разности двух вышележащих толщ озона, измеренных на разных высотах, вычислить его содержание в двухкилометровом слое и вертикальное распределение в части атмосферы, лежащей ниже максимальной высоты

подъема озонметра. При этом используются озонные номограммы, рассчитанные для высот 2, 4, 6, ..., 30 км и т. д.

При вычислении ОС, измеренного по свету Луны, используются те же номограммы, что и при измерении его по излучению солнца. При этом предполагается, что коэффициенты отражения поверхности луны для фаз, больших $1/2$, не зависят от фазы луны. Спектральные коэффициенты отражения солнечного излучения от лунной поверхности войдут в числитель и знаменатель формулы (2.60). Полагая, что эти коэффициенты внутри спектральных интервалов, выделяемых светофильтрами, мало изменяются с длиной волны, их выносят за знаки интегралов в числителе и знаменателе. Тогда полученное выражение будет отличаться от (2.60) только постоянным множителем. Этот постоянный множитель находят путем градуировки озонметра.

Интегральный метод применим для светофильтров с самыми разнообразными кривыми пропускания. В зависимости от форм этих кривых меняются погрешности измерения.

Квазимонохроматический метод является частным случаем интегрального метода измерения ОС. Покажем это с помощью выражения (2.60). Полагая, что разности $\lambda_2 - \lambda_1$ и $\lambda_4 - \lambda_3$ достаточно малы, получим, что внутри указанных интервалов длин волн величины ω_λ , $S_{\lambda,0}$, α_λ , β_λ и δ_λ существенно не изменяются с изменением длины волны. Тогда подынтегральные выражения в числителе и знаменателе выражения (2.60) можно вынести из под знака интеграла. В результате получим:

$$\frac{I}{I'} = \frac{(\lambda_2 - \lambda_1) \omega_{\lambda_1} S_{\lambda_1,0} \cdot 10^{-[\alpha_{\lambda_1} X_{\mu} + \beta_{\lambda_1} m + \delta_{\lambda_1} m_1]}}{(\lambda_4 - \lambda_3) \omega_{\lambda_2} S_{\lambda_2,0} \cdot 10^{-[\alpha_{\lambda_2} X_{\mu} + \beta_{\lambda_2} m + \delta_{\lambda_2} m_1]}}. \quad (2.62)$$

Прологарифмировав выражение (2.62), получим формулу, которая будет отличаться от формулы (2.37) тем, что в ней

$$S_0 = \omega_{\lambda_1} S_{\lambda_1,0} (\lambda_2 - \lambda_1); \quad (2.63)$$

$$S'_0 = \omega_{\lambda_2} S_{\lambda_2,0} (\lambda_4 - \lambda_3), \quad (2.64)$$

а из нее получим формулу (2.38), которая в квазимонохроматическом методе применяется для расчета ОС.

Соотношения (2.63) и (2.64) вскрывают смысл инструментальной постоянной озонметрического прибора. Как видно из (2.63) и (2.64), постоянная озонметрического прибора с узкими полосами пропускания в общем случае определяется произведением спектральной чувствительности ω_λ на ширину спектрального интервала $\Delta\lambda$, выделяемого щелями прибора, т. е. $\omega_\lambda \Delta\lambda$. Заметим, что эта характеристика прибора при ее постоянстве не отражается на величине ОС, поскольку ее значения взаимно уничтожаются при расчете разности $L_0 - L$ в формуле (2.38).

Следовательно, интегральный метод измерения ОС является общим методом и как частный случай включает квазимонохроматический метод.

Измерения ОС в облачные дни, когда по прямому солнечному излучению произвести их невозможно, осуществляются интегральным методом по рассеянному излучению от участка неба в зените. Как и в методике Добсона [164] для этого используется эмпирический метод [92]. Но в отличие от методики Добсона для нахождения ОС по зениту неба используется так называемый зенитный коэффициент. Суть метода состоит в следующем.

Путем параллельных (или отстоящих не более чем на сутки) наблюдений I_1 и I_2 по солнцу и зениту неба соответственно определяется зенитный коэффициент K_z , на который умножается отношение отсчетов, полученных по зениту неба. Для практического нахождения K_z следует по измеренному по Солнцу значению ОС

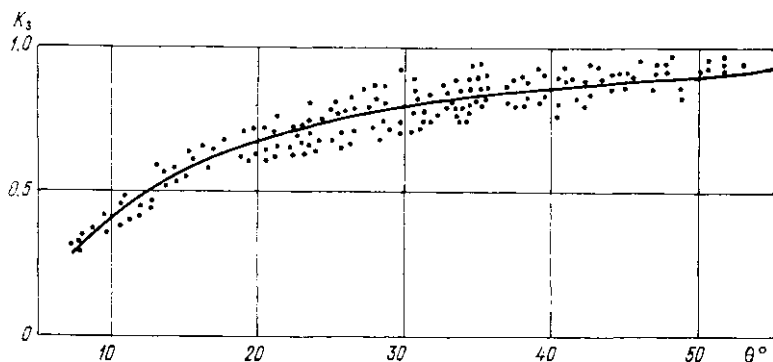


Рис. 2.5. Зенитный коэффициент K_z озонметра М-83 в зависимости от высоты солнца θ .

и по вычисленной высоте солнца обратным входом в обычную озонную номограмму данного прибора найти отношение $(I_1/I_2)_н$ и разделить его на отношение отсчетов по зениту, умноженному на коэффициент градуировки K_T , т. е. на $[(I_1/I_2)K_T]_з$, что дает

$$K_z = \frac{\left(\frac{I_1}{I_2}\right)_н}{\left(\frac{I_1}{I_2} K_T\right)_з}. \quad (2.65)$$

Значение K_z для разных высот солнца находят путем построения графика. Пример построения графика зенитного коэффициента показан на рис. 2.5 [92]. На озонметрических станциях обычно строят графики зенитного коэффициента для безоблачного зенита. При измерении ОС по облачному зениту в значения ОС, определенные по зенитным коэффициентам для безоблачного зенита, вводятся поправки, связанные с характером облачности и подобные тем, которые вводятся в методике Добсона (табл. 2.8).

Физический смысл коэффициента K_z заключается в том, что он характеризует отклонение величины $(I_1/I_2)_з$ от величины I_1/I_2 , измеренной по прямому солнечному излучению, вызванное разли-

нием прямого и рассеянного солнечного излучения в вертикальном столбе атмосферы.

При расчете ОС, измеренного по безоблачному зениту, пользуются обычной озонной помограммой, вычисленной с учетом высоты пункта наблюдений над уровнем моря. При этом значение отношения $(I_1/I_2)_z$, измеренного по зениту неба, умножают на значения K_T и K_z , соответствующие температуре прибора и высоте солнца, которые наблюдались в момент измерения. Если измерения ОС производят по облачному зениту, то, кроме того, вводят облачные поправки. График зенитного коэффициента периодически проверяют и уточняют на каждой озонметрической станции.

2.3. НОВАЯ МОДИФИКАЦИЯ ОЗОННОГО СПЕКТРОФОТОМЕТРА ДОБСОНА

В настоящее время озонный спектрофотометр Добсона широко используется в качестве прибора для озонметрических измерений. Этот прибор был разработан Добсоном в 1931 г. [39, 147]. В 1956 г. Добсон улучшил конструкцию своего спектрофотометра, изменив оптический и фотоэлектрический узлы прибора [164]. В 70-х годах спектрофотометр Добсона был снова модернизирован [192]. Была изменена вся фотоэлектрическая система спектрофотометра, включая блоки электропитания. Приведем описание модернизированного прибора Добсона.

Спектрофотометр Добсона позволяет выделить из солнечного спектра несколько узких световых пучков с различными длинами волн и с достаточно высокими монохроматическими свойствами.

Оптическая схема спектрофотометра представляет собой двойной кварцевый монохроматор автоколлимационного типа с постоянными щелями (рис. 2.6). Свет 1 с помощью особого устройства для ручной наводки на солнце, состоящего из призмы полного внутреннего отражения и линзы, сделанных из кварца, поступает в прибор через окно 2 и входную щель S_1 .

Первый монохроматор (рис. 2.6 б) предназначен для выделения трех узких монохроматических пучков света, которые ограничиваются тремя выходными щелями S_2 , S_3 и S_4 . Эти же щели являются входными для второго монохроматора (рис. 2.6 а), который предназначен, с одной стороны, для дополнительного очищения света, поступающего из первого монохроматора, от излучения посторонних длин волн, а с другой стороны, для соединения трех световых пучков, идущих от щелей S_2 , S_3 и S_4 , в один пучок на щель S_5 фотоумножителя 12. Перед фотоумножителем располагается стеклянный светофильтр 11, отсекающий излучение видимой области спектра. Оба монохроматора устроены одинаково, и каждый из них состоит из ахроматической кварцевой линзы $L_1(L_2)$, кварцевой 60-градусной призмы $P_1(P_2)$ и плоского алюминированного зеркала $M_1(M_2)$. Свет дважды в противопо-

ложных направлениях проходит все эти линзы и призмы. Линзы 9 и 10 служат для того, чтобы свет лучше фокусировался и точнее проходил через щели. Непосредственно за щелями S_2 , S_3 и S_4 помещается обтюратор 5, выполненный в виде диска с секторными прорезями, предназначенный для модуляции светового потока и для поочередного пропускания света различных длин волн, идущих на фотоумножитель. Частота прерывания света обтюратором составляет 33 Гц. Специальные заслонки 7 позволяют по желанию наблюдателя открывать поочередно либо пару щелей S_2 и S_3 , либо пару S_3 и S_4 . Ширина спектральных участков, выделяемых соответственно этими щелями, равна приблизительно 0,9; 0,9 и 3,0 нм.

Перед щелью S_3 помещается оптический клин 3, состоящий из двух кварцевых пластинок с ослабляющим веществом. Клин 3 служит для выравнивания световых потоков, идущих от щелей S_2 и S_3 (или от щелей S_3 и S_4). Если фототоки, вызванные этими двумя световыми потоками, равны, то ток в цепи фотоэлектрической системы отсутствует. Если же фототоки различны, то в цепи возникает переменный ток с частотой, определяемой скоростью вращения обтюратора и количеством прорезей на нем. Этот ток усиливается усилителем переменного тока, выпрямляется и регистрируется микроамперметром. Отсутствие тока, протекающего через микроамперметр, указывает на равенство (с точностью до постоянного слагаемого) двух световых потоков, падающих на фотоумножитель. Для точного определения и периодических проверок длин волн света, проходящих через щели S_2 , S_3 и S_4 , для температурной компенсации и для выделения различных пар длин волн (A , B , C , D в табл. 2.5) в прибор введены две поворотные кварцевые плоскопараллельные пластинки Q_1 и Q_2 , позволяющие в некоторых пределах сдвигать спектр вдоль плоскости щелей S_2 , S_3 , S_4 и фокусировать его на щели S_5 . Обычно длины волн света, проходящего через щели S_2 и S_3 , определяются с помощью ртутно-кварцевой лампы, в спектре которой для щели S_2 используется спектральный дублет 312,6—313,2 нм, а для щели S_3 — линия 334,2 нм.

Небольшие изменения длин волн света, проходящего через щели S_2 , S_3 и S_4 , вследствие изменения температуры прибора компенсируются поворотом плоскопараллельных пластинок Q_1 и Q_2 , причем для этого прибор предварительно градуируется при различных температурах с помощью подходящих спектральных линий ртутно-кварцевой лампы или других источников света. Плоскопараллельные пластинки позволяют легко контролировать длины волн света, проходящего через щели S_2 , S_3 и S_4 .

Фотоэлектрическая схема модернизированного [192] спектрофотометра Добсона состоит из фотоумножителя, усилителя переменного тока и фазочувствительного выпрямителя (рис. 2.7). В случае разбаланса (неравенства световых потоков, идущих от щелей S_2 и S_3) переменный световой поток, падая на фотоумножитель 9781А, вызывает фототок, который усиливается усилите-

лем переменного тока. Усилитель собран на микросхеме 100 301. Усиленный фототок выпрямляется с помощью фазочувствительного выпрямителя и подается на выходной микроамперметр. В состав этого выпрямителя входит лампа Г. Е. 387, свет от которой периодически прерывается обтюратором и затем попадет на фотодиод Т1L 612. Баланс (нуль отсчет по микроамперметру), в момент которого производится отсчет по клину, достигается путем его перемещения. Питание фотоумножителя и усилителя осуществляется от сети переменного тока с помощью выпрямителей—стабилизаторов. Диск обтюратора вращается с помощью электромотора.

Измерение общего содержания озона спектрофотометром Добсона производится по прямому солнечному излучению и по излучению вблизи неба зенита (по зениту). Наиболее надежные данные получаются при измерении по прямому солнечному излучению. При этом используется матированная кварцевая пластинка перед входным окном 2 (см. рис. 2.6) спектрофотометра. Эта пластинка освещается прямым солнечным излучением, рассеивает его и служит как бы искусственным неподвижным источником света, что позволяет в значительной мере освободиться от влияния возможной, не совсем правильной наводки движущегося изображения солнца на щель.

Методика измерений ОС по излучению безоблачного или облачного зенита является, как уже отмечалось, приближенной. В этом случае измерения ОС производятся без специального устройства для наводки на солнце и без матированной пластинки.

Основным функциональным узлом спектрофотометра Добсона является оптический клин 3 (рис. 2.6), который располагается перед щелью S_3 . По вращающемуся диску, установленному на внешней панели спектрофотометра и соединенному с клином, производится отсчет R в момент баланса (когда выходной микроамперметр показывает нуль). Этот отсчет R соответствует, с одной стороны, определенной оптической плотности клина $D(R)$, с другой — логарифму отношения двух световых потоков $\lg(I/I')$, поступающих во входное окно прибора. Выведем выражение, устанавливающее соотношение между этими величинами. Пусть монохроматический световой поток I , падающий на прибор, прошел через щель S_2 (рис. 2.6) и попал на фотоумножитель 12. На катоде фотоумножителя он регистрируется как величина Ik , где k — коэффициент ослабления света в приборе для длины волны λ . Монохроматический световой поток I' , падающий на прибор, затем проходящий через щель S_3 и ослабляемый клином в момент баланса, регистрируется на фотокатоде фотоумножителя как величина

$$I'k' \cdot 10^{-D(R)},$$

где k' — коэффициент ослабления света прибором для длины волны λ' ; $D(R)$ — оптическая плотность клина при отсчете R .

Поскольку в момент баланса оба световых потока на катоде фотоумножителя равны, будем иметь

$$I k = I' k' \cdot 10^{-D(R)}, \quad (2.66)$$

откуда после логарифмирования получим

$$\lg \frac{I}{I'} = -D(R) + c, \quad (2.67)$$

где $c = \lg(k'/k)$ — постоянная величина.

Следовательно, с точностью до постоянной величины оптическая плотность клина в точке баланса равна логарифму отношения падающих на прибор световых потоков двух длин волн.

2.4. МЕТОДИКА КАЛИБРОВКИ И МЕТРОЛОГИЧЕСКОГО КОНТРОЛЯ СПЕКТРОФОТОМЕТРА ДОБСОНА

Методика калибровки спектрофотометра Добсона для наблюдений по прямому солнечному излучению включает четыре основные операции:

- 1) определение температурной шкалы для кварцевых плоскопараллельных пластинок спектрофотометра Q_1 и Q_2 ;
- 2) установку или проверку установки нужных длин волн, проходящих через щели S_2 , S_3 и S_4 спектрофотометра;
- 3) градуировку оптического клина спектрофотометра;
- 4) нахождение внеатмосферных постоянных спектрофотометра.

Влияние температуры прибора на прохождение световых лучей через щели спектрофотометра Добсона объясняется механической деформацией станины спектрофотометра под воздействием температуры [164]. Для компенсации небольших сдвигов лучей в спектрофотометре применяют кварцевые плоскопараллельные пластинки Q_1 и Q_2 (рис. 2.6). Поворот этих пластинок вызывает смещение лучей вдоль плоскостей щелей S_2 , S_3 , S_4 и щели S_5 . Градуировку шкал пластинок Q_1 и Q_2 производят либо в термостатической камере, либо во время наблюдений за излучением ртутно-кварцевой лампы, установленной перед входным окном 2 спектрофотометра (рис. 2.6) при разной температуре воздуха. При этом фиксируют положение указателей шкал пластинок Q_1 и Q_2 при разных температурах для определенных линий ртути, излучение которых проходит через щели S_2 , S_3 и S_4 . Обычно пластинку Q_2 устанавливают в нескольких определенных положениях, соответствующих разным парам длин волн A , B , C и D , а пластинку Q_1 устанавливают для этих же пар длин волн в соответствии с температурой. Таким образом, находят цену деления шкалы пластинки Q_1 . После этого шкалу пластинки устанавливают в соответствие с длинами волн, на которых измеряют ОС (табл. 2.5). Метод компенсации температурных воздействий на спектрофотометр Добсона с помощью пластинок Q_1 и Q_2 имеет ряд

недостатков. Во-первых, температура в разных местах внутри спектрофотометра в период наблюдений различна, а определяется при измерении ОС в одном месте — где установлен термометр. Во-вторых, плоскопараллельные пластинки не избавляют от погрешностей, вызываемых зависимостью спектральных коэффициентов пропускания кварцевой оптики спектрофотометра и светофильтра, установленного перед фотоумножителем 12 от температуры. Кроме того, в должной мере не учитывается зависимость спектральной чувствительности фотоумножителя от температуры.

Проверка установки щелей спектрофотометра по длинам волн производится [164] с помощью излучения в линиях ртутной лампы, помещаемой перед окном спектрофотометра. Для этого обычно используют ртутную линию с длиной волны 312,9 нм, излучение которой проходит через щель S_2 . Проверку производят путем нескольких поворотов пластинки Q_1 с целью нахождения максимума отсчета по выходному микроамперметру спектрофотометра. Полученный отсчет по Q_1 сравнивают с контрольным отсчетом по $Q_{\text{контроль}}$ для той же температуры. Более тщательная проверка длин волн излучения, проходящих через щели S_2 , S_3 и S_4 , требует применения других линий ртути (например, с длиной волны 334,2 нм) и линий других элементов (например, кадмия) [175].

Градуировка оптического клина спектрофотометра Добсона может производиться по одной стабилизированной иодисто-кварцевой (стандартной) лампе, по родиевой пластинке, по двум стабилизированным иодисто-кварцевым лампам. Все три указанных способа градуировки клина позволяют произвести относительную градуировку, т. е. получить оптическую плотность клина во всех точках рабочей шкалы с точностью до постоянного слагаемого. При этом клин не вынимается из прибора и остается на своем рабочем месте.

При первом способе градуировки клина иодисто-кварцевую лампу устанавливают перед входным окном спектрофотометра. Причем обязательным условием градуировки является линейность фотоэлектрической системы прибора. Щели S_2 и S_4 перекрывают заслонками, открытой оставляют щель S_3 .

Пусть стабилизированный источник посылает на входное окно спектрофотометра световой поток I' с длиной волны λ' . На фотокатод фотоумножителя попадает часть этого светового потока

$$I'_R = I' k' \cdot 10^{-D(R)}, \quad (2.68)$$

где k' — коэффициент пропускания спектрофотометра для длины волны λ' ; $D(R)$ — оптическая плотность клина при отсчете R для той же длины волны.

Прологарифмировав выражение (2.68), получим

$$\lg I'_R = \lg I' + \lg k' - D(R). \quad (2.69)$$

При некотором начальном положении клина ($R = R_1$) выражение (2.69) принимает вид

$$\lg I'_{R_1} = \lg I' + \lg k' - D(R_1). \quad (2.70)$$

Вычитая из равенства (2.70) равенство (2.69), получим

$$D(R) = \lg \frac{I'_{R_1}}{I'_R} + D(R_1). \quad (2.71)$$

Равенство (2.71) служит для градуировки оптического клина спектрофотометра Добсона. При этом оптическая плотность клина $D(R)$ определяется по данным измерения логарифма отношения I'_{R_1}/I'_R с точностью до постоянного слагаемого $D(R_1)$, что достаточно для градуировки. От источника света требуется строгая стабильность только в интервале между двумя измерениями величин I'_{R_1} и I'_R , т. е. в течение довольно малого промежутка времени.

Градуировка оптического клина спектрофотометра Добсона по родиевой пластинке производится с помощью двух стабилизированных источников света (см. рис. 2.6). Первый источник света устанавливается перед входным окном 2 спектрофотометра, второй источник света перед щелью S_4 (лампа 4). Родиевая пластинка укрепляется на заслонке, которая позволяет периодически вдвигать и выдвигать ее на путь луча, идущего через щель S_3 . Щель S_2 перекрывается. Пусть на входное окно 2 спектрофотометра падает поток I' , а от лампы 4 на щель S_4 падает поток I_1 . При выдвинутой на путь луча родиевой пластинке баланс с помощью клина достигается при отсчете R_1 и соответствует равенству

$$I' k' \cdot 10^{-D(R_1)} = I_1 k_1, \quad (2.72)$$

где k' и k_1 — постоянные коэффициенты, представляющие собой произведения спектральной чувствительности фотоумножителя для двух длин волн на пропускание спектрофотометра и его половины соответственно. После логарифмирования получим

$$\lg \frac{I'}{I_1} = D(R_1) + c, \quad (2.73)$$

где $c = k_1/k'$ — постоянная величина.

При вдвинутой родиевой пластинке баланс достигается при отсчете R_2 и соответствует, подобно (2.72), равенству

$$\lg \frac{I'}{I_1} = D(R_2) + c + D_r, \quad (2.74)$$

где D_r — оптическая плотность родиевой пластинки.

Из (2.73) и (2.74) получим

$$D(R_1) - D(R_2) = D_r. \quad (2.75)$$

Оптическую плотность родиевой пластинки для длины волны λ можно определить либо по спектрофотометру Добсона, либо по другому спектрофотометру, она будет постоянной величиной в формуле (2.75). Пользуясь родиевой пластинкой и изменяя потоки I' и I_1 (например, путем изменения токов, проходящих через лампы), можно пройти всю или почти всю рабочую шкалу клина по несколько раз, изменяя начало отсчета (отсчет R_1) на несколько делений. Вся шкала клина будет покрыта парами точек, оптические плотности клина для которых будут отличаться на одну и ту же величину D_r . Далее, путем интерполяции находят относительную кривую оптической плотности клина в его рабочем диапазоне.

Наибольшее распространение в настоящее время получил способ градуировки клина по двум лампам. Суть его состоит в следующем (см. рис. 2.6). Перед входным окном 2 спектрофотометра Добсона на специальной установке монтируют две лампы (обычно иодисто-кварцевые) с воздушным охлаждением и заслонками, позволяющими поочередно перекрывать свет от этих ламп, падающий на окно 2, а затем через щель S_3 на фотоумножитель 12. Перед щелью S_4 устанавливают лампу 4. Щель S_2 перекрывают заслонкой. Отсчеты баланса по клину производят поочередно по одной и другой лампе и по обеим вместе. При этом путем регулировки силы токов, проходящих через лампы, добиваются, чтобы потоки излучения от обеих ламп были все время одинаковыми. Тогда условия баланса будут иметь следующий вид: для одной и другой ламп

$$Ik_1 10^{-D(R_1)} = I_3 k_3, \quad (2.76)$$

для обеих ламп

$$(I + I) k_1 \cdot 10^{-D(R_2)} = I_3 k_3. \quad (2.77)$$

В выражениях (2.76) и (2.77) I_3 — поток от лампы 4 (см. рис. 2.6), а k_1 и k_3 — постоянные коэффициенты. Из (2.76) и (2.77) получим

$$Ik_1 \cdot 10^{-D(R_1)} = 2Ik_1 \cdot 10^{-D(R_2)}, \quad (2.78)$$

откуда

$$D(R_2) - D(R_1) = \lg 2 = 0,301. \quad (2.79)$$

Выражение (2.79), подобно выражению (2.75), служит для градуировки клина. При этом, чтобы пройти весь рабочий диапазон клина периодически изменяют накал лампы 4. Относительная кривая градуировки клина, т. е. зависимость оптической плотности клина D от R с точностью до постоянного слагаемого, получается путем интерполяции, как и в способе с родиевой пластинкой. Способ интерполяции данных градуировки клина с помощью двух ламп подробно описан в работе [165]. Преимущество этого способа состоит в том, что оптическая схема в этом случае неподвижна (нет перемещающейся родиевой пластинки) и не нужно определять пропускание этой пластинки. Измерения оптической

плотности клина указанными здесь способами производится для разных длин волн.

Определение внеатмосферных постоянных спектрофотометра Добсона, т. е. величин L_0 , входящих в формулы (2.38) и (2.40), производится путем построения прямых Бугера [164, 165]. Для этого в безоблачные дни, когда предполагают, что ОС, y_1 и разность $\delta - \delta'$ почти не изменяются, по спектрофотометру Добсона измеряют величину $\lg(I/I')$, определяемую формулой (2.67), при разных высотах солнца или, что то же самое, при разных оптических массах озона μ . Величина $\lg(I/I')$ с точностью до постоянного слагаемого равна величине L в формуле (2.43). Поскольку между L и μ существует линейная зависимость (2.43) и $L_0 = L$ при $\mu = 0$, то на графиках зависимости L от μ (см. рис. 2.2) значение L_0 находят как ординату при $\mu = 0$. Для этого по данным наблюдений за L строят графики $L(\mu)$ для разных пар длин волн A, B, C и D . По точкам, нанесенным на графики, проводят прямые линии до пересечения с осью ординат. При этом для уменьшения погрешности необходимо соблюдать следующие условия:

- 1) интервал изменения μ в период измерений L должен превышать 2 единицы;
- 2) в период измерений L над пунктом наблюдений должна отсутствовать дымка;
- 3) пункт наблюдений должен быть удален от источников сильных промышленных загрязнений, таких, например, как источник загрязнения двуокисью серы или двуокисью азота;
- 4) измерения L должны производиться в стационарных условиях погоды (например, при антициклоне).

Наиболее подходящим местом для нахождения внеатмосферных постоянных L_0 являются горы, высота которых над уровнем моря превышает 3 км, и тропическая зона, где отсутствует циклоническая деятельность, характерная для средних широт (например, в США используются Гавайские острова, высота пункта градуировки над уровнем моря 3400 м). Для разных пар длин волн L_0 находят как среднее значение из серии измерений, проведенных в течение 10—20 пригодных для измерений дней. Как уже указывалось, постоянные озонометрического прибора, входящие в величины L и L_0 и зависящие от конструктивных особенностей прибора, взаимно уничтожаются в формулах (2.38), (2.39), (2.46) для расчета содержания озона.

В результате градуировки оптического клина спектрофотометра Добсона и обработки полученных данных строят таблицу значений оптических плотностей вдоль рабочей шкалы клина спектрофотометра. Приведем табл. 2.11, которая является примером градуировки оптического клина спектрофотометра Добсона № 9, произведенной по одной лампе. Значения D в зависимости от R определяли пять раз, и по ним находили среднее значение. В качестве источника света использовали лампу накаливания 12 В, питаемую от аккумулятора. Для усиления сигналов исполь-

Оптическая плотность $D(R)$ клина спектрофотометра Добсона № 9 для пары волн C (сокращенная таблица)

R	D_1	D_2	D_3	D_4	D_5	$D_{\text{ср}}$
0	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
10	0,084	0,086	0,076	0,083	0,086	0,083
20	0,168	0,168	0,168	0,167	0,171	0,169
30	0,251	0,256	0,248	0,252	0,252	0,252
40	0,357	0,357	0,347	0,352	0,357	0,354
50	0,444	0,443	0,444	0,444	0,444	0,444
60	0,530	0,529	0,525	0,528	0,533	0,529
70	0,631	0,680	0,624	0,631	0,624	0,628
80	0,729	0,728	0,728	0,731	0,729	0,729
90	0,826	0,830	0,831	0,837	0,831	0,831
100	0,933	0,925	0,925	0,926	0,926	0,927
110	1,029	1,026	1,022	1,023	1,020	1,024
120	1,123	1,115	1,119	1,120	1,120	1,123
130	1,234	1,226	1,226	1,232	1,235	1,231
140	1,349	1,350	1,345	1,346	1,346	1,345
150	1,449	1,448	1,441	1,442	1,442	1,444
160	1,530	1,519	1,519	1,520	1,524	1,522
170	1,626	1,619	1,622	1,623	1,620	1,622
180	1,734	1,724	1,725	1,730	1,727	1,728
190	1,836	1,835	1,839	1,840	1,840	1,838
200	1,944	1,950	1,949	1,944	1,944	1,946
210	2,040	2,046	2,051	2,047	2,041	2,045
220	2,138	2,140	2,143	2,138	2,137	2,139
230	2,238	2,239	2,277	2,263	2,254	2,254
240	2,400	2,406	2,424	2,439	2,413	2,416

зовали многопредельный усилитель переменного тока с большим диапазоном изменений коэффициента преобразования.

Как видно из табл. 2.11, разброс $D(R)$ от среднего значения не превышает $\pm 2\%$.

Из формул (2.67) и (2.41) следует что величины $D(R)$ и L отличаются друг от друга на постоянное слагаемое. Поэтому при градуировке спектрофотометра Добсона, а также при регулярных измерениях ОС для перевода отсчета по клину R в величину L пользуются равенством

$$L = D(R). \quad (2.80)$$

Более удобно для расчета ОС пользоваться величиной N , определенной формулой (2.42). Тогда в соответствии с (2.80) будем иметь

$$N = L_0 - D(R). \quad (2.81)$$

Формула (2.81) пригодна для разных пар длин волн. Приведем таблицу значений N для пары длин волн A , полученную в период калибровки спектрофотометра Добсона № 108 в Боулдере (США) в октябре 1978 г. (табл. 2.12).

Значения N для пары длин волн A в зависимости от R (для удобства значения N увеличены в 100 раз)

R	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	-16,2	-15,3	-14,3	-13,4	-12,5	-11,6	-10,6	-9,7	-8,8	-7,8
10	-6,9	-6,0	-5,0	-4,1	-3,1	-2,2	-1,2	-0,3	0,7	1,6
20	2,6	3,6	4,5	5,5	6,5	7,5	8,5	9,5	10,4	11,4
30	12,4	13,5	14,5	15,5	16,5	17,5	18,5	19,6	20,6	21,6
40	22,7	23,7	24,7	25,8	26,8	27,9	28,9	29,9	31,0	32,0
50	33,1	34,1	35,1	36,2	37,2	38,2	39,3	40,3	41,3	42,3
60	43,4	44,4	45,4	46,4	47,4	48,5	49,5	50,5	51,5	52,5
70	53,5	54,5	55,5	56,5	57,5	58,5	59,5	60,5	61,5	62,5
80	63,4	64,4	65,4	66,4	67,4	68,4	69,3	70,3	71,3	72,3
90	73,3	74,2	75,2	76,2	77,2	78,1	79,1	80,1	81,1	82,1
100	83,0	84,0	85,0	86,0	87,0	88,0	88,9	89,9	90,9	91,0
110	92,9	93,9	94,9	95,9	97,0	98,0	99,0	100,0	101,0	102,0
120	103,1	104,1	105,1	106,1	107,1	108,2	109,2	110,2	111,2	112,3
130	113,3	114,3	115,4	116,4	117,4	118,5	119,5	120,5	121,6	122,6
140	123,7	124,7	125,7	126,8	127,8	128,9	129,9	131,0	132,0	133,1
150	134,1	135,2	136,2	137,2	138,3	139,3	140,3	141,4	142,4	143,4
160	144,5	145,5	146,5	147,5	148,6	149,6	150,6	151,6	152,7	153,7
170	154,7	155,7	156,8	157,8	158,8	159,8	160,8	161,8	162,8	163,8
180	164,8	165,8	166,8	167,5	168,8	169,8	170,8	171,8	172,8	173,7
190	174,7	175,7	176,7	177,6	178,6	179,6	180,5	181,5	182,5	183,4
200	184,4	185,4	186,3	187,3	188,2	189,2	190,2	191,1	192,1	193,0
210	194,0	195,0	195,9	196,9	197,8	198,8	199,8	200,7	201,7	202,6
220	203,6	204,5	205,5	206,5	207,4	208,4	209,3	210,3	211,2	212,2
230	213,2	214,1	215,1	216,0	217,0	218,0	218,9	219,9	220,9	221,8
240	222,8	223,8	224,7	225,7	226,7	227,7	228,6	229,6	230,6	231,6
250	232,6	233,6	234,6	235,6	236,6	237,6	238,6	239,6	240,6	241,6
260	242,6	243,6	244,6	245,7	246,7	247,7	248,7	249,7	250,8	251,8
270	252,3	253,4	254,9	255,9	257,0	258,0	259,1	260,1	261,2	262,3
280	263,3	264,4	265,5	266,5	267,6	268,7	269,8	270,9	272,0	273,1
290	274,2	275,3	276,4							

До 1974 г. в ряде стран применялись индивидуальные (автономные) градуировки спектрофотометров Добсона по указанной выше методике. В последние годы для лучшей сравнимости данных по ОС применяется методика привязки всех спектрофотометров Добсона к единому эталону, в качестве которого условно принят спектрофотометр Добсона № 83, принадлежащий США. Национальные спектрофотометры Добсона привязываются к эталону через региональные образцовые спектрофотометры Добсона, которые калибруются непосредственно по эталону.

Привязка спектрофотометра Добсона к образцовому спектрофотометру Добсона производится на основании соотношения

$$L_0 = L + (L'_0 - L), \quad (2.82)$$

где L_0 и L относятся к калибруемому спектрофотометру, а L'_0 и L' — к образцовому спектрофотометру. Соотношение (2.82) вытекает из формулы (2.38) при условии, что в момент калиб-

ровки величины X , α , β , m , μ , μ_1 , a и y_1 , для всех используемых длин волн равны для калибруемого и образцового приборов соответственно. Из выражения (2.82) постоянная L_0 находится как средняя из серии сравнений показаний двух приборов. Аналогичным образом при калибровке находят разности $L_{0A} - L_{0B}$ в формуле (2.46). Спектрофотометр Добсона считается откалиброванным, если проверены (и исправлены) длины волн света, проходящего через щели при разных температурах, отградуирован клин, найдены значения L_0 для всех пар длин волн.

Проверка и уточнение зенитной номограммы и облачных поправок производится как в период калибровки спектрофотометра, так и после нее в пункте наблюдений.

Контроль за градуировочными параметрами спектрофотометра Добсона между калибровками производят периодически в пункте наблюдений. Для этого с помощью ртутно-кварцевой лампы, придаваемой к спектрофотометру, проверяют длины волн излучения, проходящего через щели S_2 и S_3 ; с помощью стандартной лампы и набора стеклянных пластинок (эти пластинки помещаются между лампой и входным окном прибора) проверяют неизменность оптической плотности клина в нескольких точках. Последнюю проверку делают при открытых щелях S_2 и S_3 и закрытой щели S_4 без лампы 4 (см. рис. 2.6). По клину находят положение баланса для нескольких пластинок и разных пар длин волн.

В случае рассогласования калибровочных и контрольных показаний спектрофотометр Добсона направляется на новую калибровку.

2.5. МОДЕРНИЗИРОВАННЫЙ ОЗОНОМЕТР М-83

Озонометрическая аппаратура со светофильтрами значительно проще, дешевле, компактнее и поэтому удобнее в эксплуатации, чем спектрографическая или спектрофотометрическая аппаратура с призмами или дифракционными решетками. Однако широкое применение озонометрической аппаратуры со светофильтрами стало возможным только после разработки в ГГО в 1958—1961 гг. метода измерений и расчета озона для этих приборов [33, 36, 39]. В 1958 г. был разработан универсальный озонометр со светофильтрами [6, 34], который затем получил наименование озонометр М-83. В настоящее время в модернизированном виде этот озонометр используется на всех озонометрических станциях Советского Союза. Озонометр М-83 позволяет измерять ОС по прямому излучению солнца и по рассеянному излучению зенита неба (облачному или безоблачному). Кроме того, с помощью озонометра М-83 можно решать другие задачи атмосферной оптики, в частности, измерять оптическую плотность аэрозоля в шести участках спектра в ультрафиолетовой и видимой областях. Для этого в озонометре предусмотрена возможность использования дополнитель-

ных шести светофильтров, помимо имеющихся там двух светофильтров.

Принцип действия озонметра М-83 основан на измерении ослабления прямой или рассеянной УФ радиации солнца в двух участках спектра, из которых один расположен в полосе поглощения озона, а другой — вне или на краю этой полосы. По значению УФ излучения, дошедшего до прибора, судят о количестве озона в вертикальном столбе атмосферы.

Общий вид озонметра М-83 показан на рис. 2.8.

Озонметр М-83 состоит из следующих основных частей: приемной части 1, высотно-азимутального устройства 3, пульта

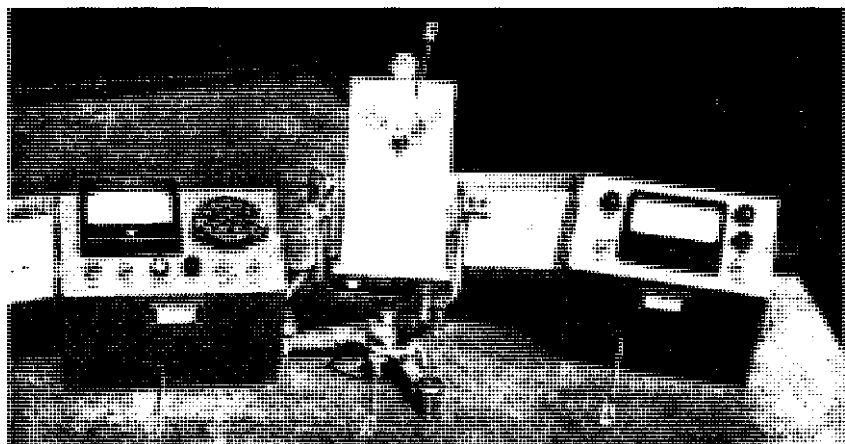


Рис. 2.8. Озонметр М-83, общий вид.

управления 2, блока питания 4, а также контрольного устройства. Приемную часть озонметра с помощью целика наводят на Солнце. В случае измерений по зениту приемную часть направляют в зенит неба с помощью высотно-азимутального устройства. Предельный угол приемной части равен 6° .

Подлежащий измерению световой поток, пройдя входную и выходную диафрагмы приемной части, попадает на светофильтр, а затем на фотоэлемент Ф-4 (рис. 2.9). В модернизированном озонметре М-83, в отличие от немодernизированного, где применялись два приемника света — фотоэлемент и фотоумножитель, имеется один приемник света — фотоэлемент. Этот приемник света используется при наблюдениях и по прямому солнечному излучению и по излучению зенита неба. Корпус приемной части прибора частично герметизирован, что предохраняет светофильтры и фотоэлемент от попадания на них пыли и влаги. В корпусе предусмотрено револьверное устройство для смены светофильтров. При измерении озона используются два светофильтра. Максимум

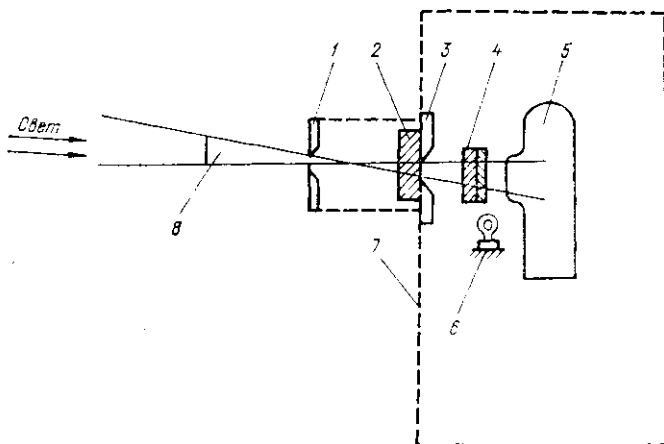


Рис. 2.9. Оптическая схема модернизированного озонметра М-83.

1 — входная диафрагма, 2 — защитная кварцевая пластинка, 3 — выходная диафрагма, 4 — светофильтр, 5 — фотоэлемент, 6 — контрольная лампа, 7 — корпус приемной части, 8 — предельный угол озонметра.

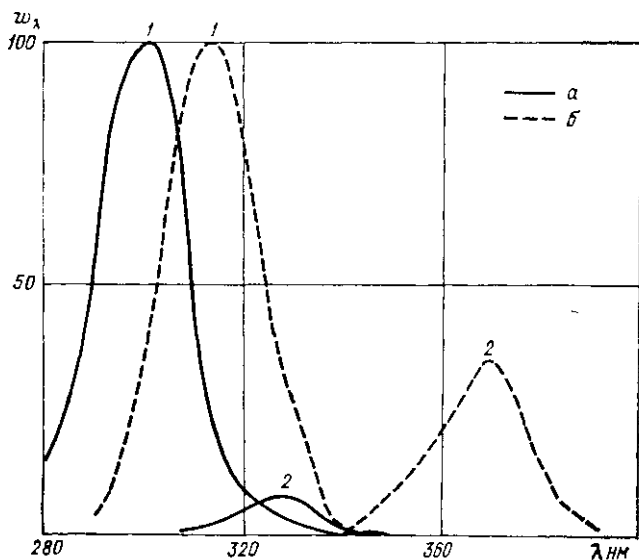


Рис. 2.10. Спектральная чувствительность озонметра М-83.

a — модернизированный прибор, b — немодернизированный прибор; 1 — первый светофильтр, 2 — второй светофильтр.

спектральной чувствительности озонметра в области первого светофильтра приходится на длину волны 300 нм, второго светофильтра — 326 нм; ширина полос пропускания (на половине высоты) в обоих случаях равна 21 нм (рис. 2.10). Первый светофильтр представляет собой комбинацию двух цветных стекол: УФС-2 толщиной 3,5 мм и ЖС-20 толщиной 9 мм, второй светофильтр — комбинацию стекол УФС-2 толщиной 8,5 мм, СЗС-21 толщиной 1 мм, ЖС-3 толщиной 2 мм и СС-4 толщиной 1 мм.

Фотоэлемент включен на входе усилителя постоянного тока (рис. 2.11). Усилитель собран на микросхеме серии 140УД8А по схеме неинвертирующего усилителя. Он отличается высоким собственным входным сопротивлением $R_{вх}$ и большим коэффициентом передачи k без обратной связи¹. Указанные параметры усилителя соответственно равны $5 \cdot 10^9$ Ом и $5 \cdot 10^5$. Питание усилителя осуществляется либо от батарей (типа ЗЗ36Л или 25ПМЦГ, 15ПМЦГ и др.), либо от сети переменного тока через стабилизированный источник питания. Линейность фотоэлектрической системы озонметра М-83 обеспечивается на всех диапазонах чувствительности.

Высотно-азимутальное устройство предназначено для крепления приемной части и для отсчета высоты солнца и луны. Пульт управления и блок питания соединены с приемной частью кабелем. На лицевой стороне пульта управления установлен отсчетный микроамперметр М-1692 и часы 18—4С. В нижнем отсеке пульта помещены сухие батареи для питания усилителя.

Блок питания служит для электропитания контрольного устройства. Для контроля за подаваемым током сверху корпуса блока установлен миллиамперметр М-903 и два переменных сопротивления.

Контрольное устройство озонметра М-83 состоит из приспособления для внешнего контроля и приспособления для внутреннего контроля. Приспособление для внешнего контроля предназначено для контроля за постоянством пропускания светофильтров и постоянством спектральной чувствительности фотоэлемента. Оно устроено в виде патрона с лампочкой, который ввертывается в тубус озонметра. Приспособление для внутреннего контроля осуществляет контроль за интегральной чувствительностью фотоэлемента и представляет собой лампу на 3,5 В, расположенную внутри корпуса приемной части 7 (см. рис. 2.9). Электропитание контрольного устройства осуществляется от блока питания, причем регулировка подаваемого тока производится с помощью переменного сопротивления, установленного на верхней крышке блока.

Суммарный озон в атмосфере определяют с помощью отношения двух отсчетов по двум светофильтрам I_1/I_2 . Это отношение ввиду линейности озонметра пропорционально отношению световых потоков S/S' , падающих на прибор.

¹ Усилитель разработан С. А. Соколенко.

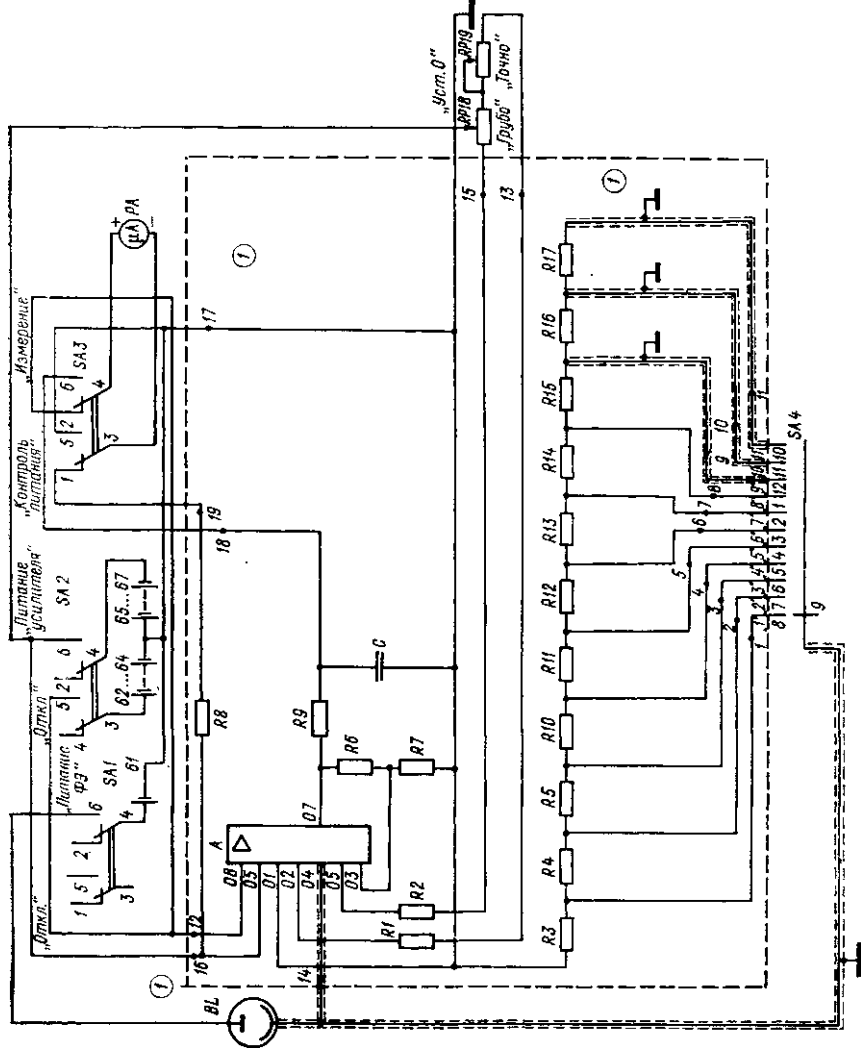


Рис. 2.11. Электрическая схема озонметра М-83.

Ввиду того что пропускание светофильтров зависит от температуры, в отношении I_1/I_2 в виде множителя вводится температурная поправка P_T , компенсирующая эту зависимость. Расчет ОС осуществляют по озонной номограмме (см. рис. 2.4). Озонная номограмма, если известны отношения двух отсчетов для первого и второго светофильтров и высота солнца, позволяет быстро без дополнительных вычислений определить ОС в атмосфере. При расчете номограммы, как уже говорилось, предварительно определяется спектральная чувствительность озонометра.

Важной характеристикой озонометра М-83 является его входной предельный угол. В результате экспериментальных исследований было выяснено, что предельный угол озонометра больше 10° вызывает дополнительную ошибку при определении озона, связанную с однократно и многократно рассеянным атмосферой излучением. Эта ошибка тем больше, чем больше предельный угол и чем меньше высота солнца в момент измерений. Слишком малый предельный угол также невыгоден из-за сравнительно быстрого движения солнечного диска по небосводу.

В качестве оптимального предельного угла выбран, как уже упоминалось, угол 6° .

2.6. МЕТОДИКА КАЛИБРОВКИ И МЕТРОЛОГИЧЕСКОГО КОНТРОЛЯ ОЗОНОМЕТРА М-83

Озонометр М-83, подобно спектрофотометру Добсона, может быть градуирован без использования эталона.

Градуировка озонометра М-83 в этом случае менее трудоемка, чем спектрофотометра Добсона, так как отпадает наиболее трудоемкая процедура нахождения внеатмосферных постоянных. Вместо этого используется готовая кривая распределения по спектру солнечной энергии вне атмосферы в диапазоне 280—400 нм [88] (см. табл. 2.3). Для указанной градуировки озонометра М-83 необходимо измерить кривую спектральной чувствительности прибора в области 280—400 нм. Измерение спектральной чувствительности при наличии установки производится за несколько часов. После этого рассчитывают озонную номограмму на ЭВМ по подготовленной программе. Таблица температурных коэффициентов определяется заранее и используется, как и в спектрофотометрах Добсона, без изменений для партии приборов М-83, у которых вставлены светофильтры одной плавки и калибровки по толщине.

Однако с метрологической точки зрения предпочтительнее осуществлять привязку каждого сетевого озонометра М-83 к образцовому средству измерений ОС.

Все приборы, применяемые на сети озонометрических станций СССР, калибруются по региональному образцовому средству измерений — спектрофотометру Добсона № 108, который находится в ГГО.

Для калибровки озонометров М-83 разработана специальная методика [92]. Калибровку осуществляют путем параллельных

измерений прямой солнечной радиации по озонметру и по спектрофотометру Добсона. По спектрофотометру Добсона находят ОС. С помощью теодолита с точностью до $0,1^\circ$ или путем вычислений по времени отсчета определяют высоту центра солнечного диска. По данным об ОС по спектрофотометру Добсона и высоте солнца с помощью озонной номограммы обратным входом находят отношение прямой солнечной радиации в двух участках спектра $(I/I')_н$. Найденное таким образом отношение делят на отношение отсчетов I_1/I_2 (исправленное на температуру), полученное непосредственно с помощью озонметра. В результате определяют единичный коэффициент привязки озонметра М-83 к образцовому средству измерения:

$$K_{ni} = \frac{(I/I')_н}{(I_1/I_2) P_T}, \quad (2.83)$$

где P_T — температурный коэффициент озонметра М-83. Коэффициент привязки K_n , используемый в дальнейшем для расчетов ОС, находят как среднее значение из нескольких десятков параллельных измерений:

$$K_n = \frac{\sum_{i=1}^n K_{ni}}{n}. \quad (2.84)$$

Таким образом, калибровка озонметра М-83 по образцовому средству измерений заключается в определении одного числа — коэффициента привязки K_n , с помощью которого входят в озонную номограмму. Определенный в пункте калибровки коэффициент привязки озонметра используется для расчета ОС в интервале между калибровками озонметра.

Отношение отсчетов I_1/I_2 , получаемое по озонметру М-83, как оказалось, зависит от температуры прибора. Исключение этой зависимости производят с помощью температурного коэффициента P_T , на который умножают отношение I_1/I_2 и который служит для приведения этого отношения к определенной, заранее выбранной температуре $T = 20^\circ\text{C}$, при которой $P_T = 1$. Величина P_T определяется в основном зависимостью пропускания светофильтров и спектральной чувствительности фотоэлемента от температуры и находится экспериментально. Поскольку во всех озонметрах М-83 используются одинаковые светофильтры и фотоэлемент, значение P_T для всех приборов М-83, принадлежащих к одной серии изготовления, одно и то же.

Произведение $K_n P_T$ называется коэффициентом градуировки озонметра М-83 и обозначается K_T :

$$K_T = K_n P_T. \quad (2.85)$$

Из (2.83) и (2.85) следует, что исправленное отношение отсчетов по озонметру, с которым входят в озонную номограмму, равно

$$\left(\frac{I_1}{I_2}\right)_{исп} = \frac{I_1}{I_2} K_T. \quad (2.86)$$

После окончания калибровки озонметра М-83 владельцу прибора выдается таблица значений K_T , предназначенная для этого прибора. Для примера приведем табл. 2.13, в которой даны значения P_T и K_T в зависимости от температуры, полученные в результате одной из калибровок. Из таблицы следует, что влияние колебаний температуры на показания озонметра М-83 сравнительно невелико и что изменение K_T составляет в среднем 4 % при изменении температуры на 10 °С.

Таблица 2.13

Температурный коэффициент и коэффициент градуировки озонметра М-83 в зависимости от температуры

T °С	P_T	K_T	T °С	P_T	K_T	T °С	P_T	K_T
—30	1,23	1,24	—3	1,10	1,11	24	0,98	0,99
—29	1,23	1,24	—2	1,10	1,11	25	0,98	0,99
—28	1,22	1,23	—1	1,10	1,11	26	0,97	0,98
—27	1,22	1,23	0	1,09	1,10	27	0,97	0,98
—26	1,21	1,22	1	1,09	1,10	28	0,96	0,97
—25	1,21	1,22	2	1,08	1,09	29	0,96	0,97
—24	1,20	1,21	3	1,08	1,09	30	0,96	0,97
—23	1,20	1,21	4	1,07	1,08	31	0,95	0,96
—22	1,19	1,20	5	1,07	1,08	32	0,95	0,96
—21	1,19	1,20	6	1,06	1,07	33	0,94	0,95
—20	1,18	1,19	7	1,06	1,07	34	0,94	0,95
—19	1,18	1,19	8	1,05	1,06	35	0,94	0,95
—18	1,17	1,18	9	1,05	1,06	36	0,93	0,94
—17	1,17	1,18	10	1,04	1,05	37	0,93	0,94
—16	1,17	1,18	11	1,04	1,05	38	0,92	0,93
—15	1,16	1,17	12	1,04	1,05	39	0,92	0,93
—14	1,16	1,17	13	1,03	1,04	40	0,92	0,93
—13	1,15	1,16	14	1,03	1,04	41	0,91	0,92
—12	1,15	1,16	15	1,02	1,03	42	0,91	0,92
—11	1,14	1,15	16	1,02	1,03	43	0,90	0,91
—10	1,14	1,15	17	1,01	1,02	44	0,90	0,91
—9	1,13	1,14	18	1,01	1,02	45	0,90	0,91
—8	1,13	1,14	19	1,00	1,01	46	0,89	0,90
—7	1,12	1,13	20	1,00	1,01	47	0,89	0,90
—6	1,12	1,13	21	0,99	1,00	48	0,88	0,89
—5	1,11	1,12	22	0,99	1,00	49	0,88	0,89
—4	1,11	1,12	23	0,98	0,99	50	0,87	0,88

Для определения зависимости температурного коэффициента P_T от температуры был разработан и изготовлен градуировочный термостат. Внутри термостата помещают приемную часть озонметра, которую с помощью кабелей соединяют с пультом управления и блоком питания, расположенным вне термостата. Источником излучения служит хорошо стабилизированная лампа, помещаемая вне термостата.

В отличие от обычных термостатов градуировочный термостат имеет оптический вход, через который излучение от источника без дополнительных искажений поступает в приемную часть озон-

метра. Внутри термостата помещали нагревательный элемент, вентилятор для перемешивания воздуха и термометр для отсчета температуры. Измерения проводили в следующем порядке. Включались источник света, вентилятор и нагревательный элемент. Затем через несколько минут нагревательный элемент выключали и делали короткую паузу. Включали контрольную лампочку внутри приемной части озонметра при строго постоянном токе накала и брали отсчет по прибору на пульте управления. После этого контрольную лампочку выключали и открывали оптический вход в приемную часть. Производили отсчет по прибору на пульте управления и измеряли температуру внутри приемной части. Отсчет по контрольной лампочке I_k делили на отсчет по источнику света I_i и полученное отношение $q_{\tau i} = I_k/I_i$ сопоставляли с температурой приемной части озонметра. Ряд таких отношений, полученных при разных температурах, наносили на график. В результате многократных измерений было получено осредненное значение температурного коэффициента светофильтров q_{τ} как функция, температуры T . Температурный коэффициент светофильтров нормировали так, что при $T = 20^\circ\text{C}$ он был равен единице. Коэффициент пропускания первого и второго светофильтров (величина, обратная q_{τ}) уменьшается с ростом температуры. Искомый температурный коэффициент для отношения отсчетов по двум светофильтрам P_{τ} будет равен

$$P_{\tau} = \frac{q_{\tau 1}}{q_{\tau 2}}. \quad (2.87)$$

Как видно из табл. 2.13, значения температурного коэффициента P_{τ} уменьшаются с ростом температуры.

Значения температурного коэффициента P_{τ} были получены также путем применения второго озонметрического прибора, у которого заранее исключалась зависимость отсчетов от температуры. В качестве второго прибора использовали спектрофотометр Добсона. Путем многочисленных параллельных измерений по спектрофотометру Добсона и озонметру М-83 было получено значение температурного коэффициента P_{τ} для большого интервала температур. Расчет производится в этом случае по формуле

$$P_{\tau} = \frac{(I_1/I_2)_n}{(I_1/I_2)_k}, \quad (2.88)$$

которая следует из формулы (2.83), k — нормировочный коэффициент.

В последние годы значения температурного коэффициента P_{τ} определяют путем измерений в термостатированной камере «Feutron». В камеру помещают прибор М-83 целиком. Стабилизированный источник излучения помещают вне камеры. Излучение источника попадает внутрь камеры и на входную диафрагму озонметра М-83 через специально изготовленный оптический вход. Процедура измерений и расчета значений P_{τ} подобна той, которая применялась для градуировочного термостата.

Значения температурного коэффициента P_t озонметра М-83, полученные тремя различными способами, оказались близкими друг к другу с расхождениями, не превышающими 2 %.

$$P_{\tau} = 1,09 - 0,0044T, \quad (2.89)$$

Основой градуировки (и калибровки) озонметра М-83 является измерение его спектральной чувствительности в диапазоне длин волн, выделяемых первым и вторым светофильтрами. Для целей градуировки (и калибровки) озонметра достаточно найти

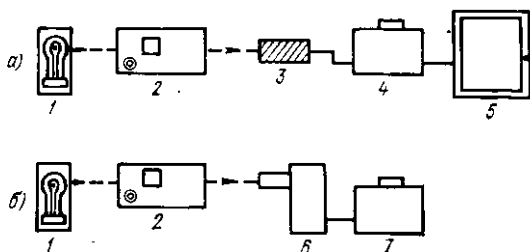


Рис. 2.12. Схема измерения спектральной чувствительности озонметра М-83.

кривую относительной спектральной чувствительности. При этом необходимым условием является измерение спектральной чувствительности в указанном диапазоне длин волн с одной установки озонметра. Иначе говоря, при измерении спектральной чувствительности в момент перехода от первого по второму светофильтру нельзя передвигать озонметр, менять его установку. Достаточность относительной спектральной чувствительности для градуировки озонметра М-83 вытекает из формулы (2.60). В этой формуле в результате соблюдения указанных условия одинаковые постоянные коэффициенты c из формул (2.58) и (2.59) сокращены и не влияют на результаты вычислений отношения I/I' .

Схема измерения спектральной чувствительности озонметра М-83 дана на рис. 2.12. На схеме показано (рис. 12 а), как калибруется источник монохроматического излучения (свет лампы ДНК-90, прошедший через кварцевый монохроматор) по радиационному термоэлементу, выход которого подключен к автокомпенсационному микровольтнаноамперметру Р-325. Вторая фаза измерений, когда за монохроматором вместо термоэлемента

установлен озонметр М-83 (без изменения размера щели монохроматора), показана на рис. 2.12 б. Относительная спектральная чувствительность озонметра М-83 для данного светофильтра определяется как отношение отсчетов, полученных по озонметру для некоторой длины волны, к отсчетам, полученным по термоэлементу для той же длины волны. При этом принимается, что черная рабочая поверхность радиационного термоэлемента полностью поглощает ультрафиолетовое излучение разных длин волн в области 280—400 нм. В табл. 2.14 приводятся результаты измерения относительного излучения спектрофотометра СФ-4 с лампой ДНК-90, выполненного с помощью радиационной термопары при ширине выходной щели спектрофотометра 1,5 мм. Результаты измерения спектральной чувствительности озонметра М-83 показаны на рис. 2.10.

Таблица 2.14

Относительное излучение спектрофотометра СФ-4 с лампой ДНК-90,
измеренное радиационным термоэлементом
Щель 1,5 мм

λ нм	$I_{\lambda}/I_{\lambda=315 \text{ нм}}$	λ нм	$I_{\lambda}/I_{\lambda=315 \text{ нм}}$	λ нм	$I_{\lambda}/I_{\lambda=315 \text{ нм}}$	λ нм	$I_{\lambda}/I_{\lambda=315 \text{ нм}}$	λ нм	$I_{\lambda}/I_{\lambda=315 \text{ нм}}$	λ нм	$I_{\lambda}/I_{\lambda=315 \text{ нм}}$
280	0,78	300	0,93	320	1,00	340	1,06	360	1,10	380	1,16
282	0,80	302	0,94	322	1,01	342	1,06	362	1,11	382	1,16
284	0,82	304	0,95	324	1,02	344	1,06	364	1,11	384	1,17
286	0,84	306	0,96	326	1,02	346	1,07	366	1,12	386	1,17
288	0,85	308	0,97	328	1,03	348	1,07	368	1,12	388	1,18
290	0,86	310	0,98	330	1,03	350	1,08	370	1,13	390	1,18
292	0,89	312	0,99	332	1,04	352	1,08	372	1,13	392	1,18
294	0,90	314	0,99	334	1,04	354	1,09	374	1,14	394	1,19
296	0,91	316	1,00	336	1,05	356	1,09	376	1,15	396	1,19
298	0,92	318	1,00	338	1,05	358	1,10	378	1,15	398	1,19
										400	1,19

Устойчивость спектральной чувствительности озонметра М-83 периодически проверяется с помощью приспособления для внешнего контроля, которое придается к каждому прибору. С его помощью измеряется отношение отсчетов I_1/I_2 для двух светофильтров, когда источником света является контрольная лампа. Отношение I_1/I_2 умножается на коэффициент градуировки K_T (или температурный коэффициент P_T , когда озонметр не отградуирован) и полученная величина $(I_1/I_2)K_T$ используется как контрольный отсчет.

В последнее время в качестве источника излучения для внешнего контроля применяется обычная лампа накаливания, питаемая от стабилизированного источника переменного тока напряжением 220 В. На рис. 2.13 показано значение контрольного отсчета

$(I_1/I_2)K_T$ в зависимости от времени. Из рисунка видно, что контрольный отсчет практически не изменяется в течение 8 месяцев. Неизменность контрольного отсчета указывает на неизменность относительной спектральной чувствительности озонметра М-83. Исследования показывают, что, в тех случаях, когда наблюдаются изменения спектральной чувствительности озонметра М-83, одной из причин их является помутнение светофильтров.

Устойчивость светофильтров озонметра М-83 контролировали путем их периодического осмотра в течение ряда лет в приборах, работающих на озонметрических станциях. В результате было выяснено, что светофильтры СС-4, ЖС-3, и СЗС-21 устойчивы, могут служить без смены 10 лет. Светофильтры УФС-2 и ЖС-20 менее устойчивы, склонны к соляризации, через 1—3 года на их внешних поверхностях появляются пятна, которые в небольшой



Рис. 2.13. Изменение контрольного отсчета озонметра М-83 со временем. Ашхабад, озонметр № 10.

мере уменьшают прозрачность светофильтров. Однако в районах с сухим климатом (Арктика, Антарктика, Средняя Азия) светофильтры УФС-2 и ЖС-20 сравнительно долгое время не покрываются пятнами и могут использоваться в озонметре 3—4 года.

Для увеличения срока службы светофильтров УФС-2 и ЖС-20 их рабочие поверхности покрывают тонким слоем алюминия (вакуумное покрытие в несколько молекулярных слоев). Покрытие производится на заключительной стадии изготовления светофильтров. Алюминиевая пленка предохраняет светофильтр от воздействия внешней среды и практически не изменяет его оптических свойств (форма кривой пропускания светофильтра не изменяется). Срок службы такого светофильтра составляет 3—5 лет, а иногда и больше. Объективный контроль за состоянием светофильтров производится на озонметрической станции регулярно один раз в месяц с помощью приспособления для контроля. Если контрольный отсчет изменился, то озонметр направляется на градуировочный пункт для выяснения причины его изменения, и если причиной является помутнение светофильтров, то их меняют и делают новую градуировку прибора. Как показывает многолетняя практика эксплуатации озонметров М-83, оптимальный промежуток времени между градуировками этих приборов составляет 2—3 года.

Одной из важных характеристик озонметра М-83 является его линейность. Нарушение линейности озонметра сразу приводит к увеличению погрешности измерения ОС.

Линейность озонометра М-83 проверяется с помощью стандартного комплекта нейтральных светофильтров с известной кривой пропускания (ГОСТ 9411—75). Линейность измеряли по направленному и стабилизированному источнику света (лампа накаливания со сферическим зеркалом), расположенному на расстоянии около 1 м от озонометра. На пути луча устанавливали светофильтр озонометра, выделяющий участок спектра со средней длиной волны $\lambda = 530$ нм. Сначала тщательно определяли пропускание нейтральных светофильтров для $\lambda = 530$ нм по спектрофотометру СФ-26. Затем пропускание нейтральных светофильтров измеряли с помощью озонометра М-83, причем светофильтры поочередно устанавливали перед входной диафрагмой озонометра. Совпадение значений пропускания светофильтров различной оптической плотности, полученное двумя различными способами, свидетельствовало о линейности озонометра в разных участках его шкалы.

Линейность озонометра М-83 проверялась на нескольких экземплярах для различных вариантов чувствительности озонометра. Озонометр М-83 при правильном режиме питания усилителя оказался линейным (с точностью до 1 %) по всей его шкале.

Исследование влияния на озонометр М-83 быстрых и значительных по амплитуде колебаний температуры и влажности производилось в камере тепла и влаги. Было выяснено, что резкие изменения температуры (до $+60^{\circ}\text{C}$) и влажности не влияли на контрольный отсчет и работоспособность озонометра.

Влияние вибраций на озонометр М-83 исследовали во время длительных полетов на самолетах Ли-2 и Ил-14 и во время длительных плаваний на исследовательских судах. Каких-либо изменений в приборе в результате действия самолетных и судовых вибраций замечено не было.

Первый светофильтр озонометра М-83 помимо УФ излучения пропускает в небольшой степени красный свет с длиной волны 690—720 нм. Пропускание первого светофильтра в красной области спектра не превышает 1,5 %. Фотозлемент Ф-4 имеет сурьмяноцезиевый фотокатод, почти нечувствительный к области спектра 690—720 нм. Поэтому при совместном действии первого светофильтра озонометра и фотозлемента Ф-4 обнаруживается, что прибор М-83 практически не регистрирует красный свет. Это обстоятельство было подтверждено рядом измерений с помощью добавочных светофильтров.

В качестве добавочных применялись светофильтры ОС-14 (толщиной 2 мм) и КС-11 (толщиной 2 мм). Оба этих светофильтра не пропускают свет с длиной волны менее 550 нм и хорошо пропускают свет с длиной волны более 600 нм. Коэффициент пропускания массы этих светофильтров в области 690—720 нм близок к 100 %. Эксперимент по определению доли красного света производили следующим образом. Озонометр М-83 наводили на солнце, записывали отсчеты по первому и второму светофильтрам. Затем перед входной диафрагмой прибора уста-

навливали добавочные светофильтры и определяли отсчеты. Если прибор М-83 регистрирует красный свет, то отсчеты в этом случае не должны упасть до нуля, а должны быть равны некоторому конечному значению. Результаты указанных измерений при разных высотах солнца приводятся в табл. 2.15.

Таблица 2.15

Доля красного света, регистрируемая озонометром М-83 одновременно с ультрафиолетовым излучением

Светофильтр	θ°						
	52,0	41,5	30,5	21,5	15,0	10,2	6,1
Первый							
без добавочного свето- фильтра	42,5	31,0	82,5	30,5	55,5	26,5	64,5
с добавочным светофилт- ром	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,5
Второй							
без добавочного свето- фильтра	36,0	29,5	81,0	35,5	84,0	63,5	38,0
с добавочным светофилт- ром	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

Как видно из табл. 2.15, доля красного света, регистрируемая озонометром М-83 одновременно с УФ излучением, незначительна и лишь при низком солнце ($\theta = 6,1^\circ$) равна 2,3 %. Из табл. 2.15 следует, что долю красного света можно не учитывать при измерении озона прибором М-83. Это замечание применимо и к экспедиционному озонометру, поскольку в нем используются те же светофильтры, что и в приборе М-83. Следует, однако, отметить, что в выпускаемых в последние годы фотоэлементах Ф-4 чувствительность к красному свету увеличилась. Поэтому производят отбор фотоэлементов Ф-4.

В заключение остановимся на двух недоразумениях, которые вызваны недостаточной осведомленностью о методике измерения ОС озонометром М-83.

В статье [181] отмечается, что к озонометру М-83 прилагается подгоночная эмпирическая таблица, с помощью которой рассчитывается ОС. Как видно из вышеизложенного, а также из методических указаний [92], подгоночных таблиц к озонометру М-83 не прилагается. Согласно теории интегрального метода измерения ОС и принятой методике измерений ОС по прибору М-83 [92], к этому прибору в результате калибровки прилагается рассчитанная на ЭВМ озонная номограмма (см. рис. 2.4), которая зависит от спектральной чувствительности озонометра, и одно значение коэффициента привязки озонометра $K_{\text{п}}$ к образцовому средству измерения. С помощью $K_{\text{п}}$, а также заранее известного значения

температурного коэффициента P_T для удобства расчетов вычисляют значения K_T в зависимости от температуры (см. табл. 2.13), что можно сделать и на станции. Подобные калибровочные характеристики выдаются для спектрофотометров Добсона (таблицы калибровки клина, значения N для разных длин волн). Кроме того, в пункте калибровки для озонметра М-83 выдается значение контрольного отсчета $(I_1/I_2)K_T$, полученное по приспособлению для внешнего контроля, которое затем используется в пункте наблюдений для контроля за работой озонметра М-83. Соответственно этому в пункте калибровки спектрофотометров Добсона для приборов Добсона выдаются их владельцам таблицы для проверки по ртутной лампе длин волн излучения, проходящего через щели спектрофотометра, и таблицы контрольных отсчетов по клину спектрофотометра при использовании стандартной лампы для разных пар длин волн.

На станции, где для наблюдений за ОС используется прибор М-83, строят таблицу зенитных коэффициентов K_z путем периодической привязки зенитных данных об ОС к солнечным данным об ОС. Аналогичные таблицы или графики облачных поправок прилагаются к спектрофотометру Добсона (см. раздел 2.1).

Второе недоразумение заключается в определении диапазона угловых высот солнца (или озонных масс μ), внутри которого измерения ОС модернизированным озонметром М-83 производятся достаточно корректно. При соблюдении правил градуировки озонметра и при условии, что интервал времени с начала градуировки не превышает двух лет, указанный диапазон высот солнца составляет $15-90^\circ$ (см. рис. 4.4 и примечание к с. 149).

3. АТМОСФЕРНО-ОПТИЧЕСКИЕ ЭФФЕКТЫ, ИСКАЖАЮЩИЕ ИЗМЕРЯЕМОЕ ЗНАЧЕНИЕ СУММАРНОГО ОЗОНА

3.1. ЭФФЕКТ ФОРБСА

В последние годы для разнообразных атмосферно-оптических измерений с целью исследований спектральной прозрачности атмосферы [39, 43, 81, 96], атмосферного аэрозоля [39, 43, 96], суммарного озона и вертикального распределения озона [39, 43, 120], спектральной яркости и альбедо подстилающей поверхности широкое применение нашли приборы со светофильтрами. При этом используются как стеклянные, так и интерференционные светофильтры с различными характеристиками.

Большинство атмосферно-оптических исследований выполняли и выполняют на основе закона Бугера. Однако закон Бугера, как указывалось в разделе 2, применим тогда, когда излучение строго монохроматическое. На практике, особенно при использовании

приборов со светофильтрами, монохроматическое излучение получить невозможно. Тем не менее применение спектрофотометрической аппаратуры для атмосферно-оптических исследований и в том числе приборов со светофильтрами вполне оправдано, поскольку при определенных ограничениях закон Бугера выполняется с достаточной для исследователя точностью. Ограничения, которые должны соблюдаться при конкретных атмосферно-оптических измерениях касаются

а) ширины спектрального интервала $\Delta\lambda$, выделяемого измерительным прибором;

б) длины волны $\lambda_{\max}$, совпадающей с максимумом спектральной чувствительности прибора;

в) значения оптической плотности атмосферы D_a в зависимости от длины волны λ .

В ряде работ отмечалась необходимость учета указанных выше параметров при использовании закона Бугера для расчета оптических характеристик для атмосферы. Однако до настоящего времени не установлено четкого критерия применимости закона Бугера для атмосферно-оптических измерений, т. е. такого критерия, который по значениям параметров λ , $\Delta\lambda$, $\lambda_{\max}$ и $D_a(\theta, \lambda)$ позволял бы определить пределы применимости закона Бугера для конкретного случая измерений. Ниже будут рассмотрены условия, необходимые для установления такого критерия, и предложен соответствующий критерий.

Прежде чем изложить вопрос об отступлении от закона Бугера, вызываемом немонахроматичностью излучения, необходимо рассмотреть эффект, непосредственно связанный с этим явлением — эффект Форбса [39, 43, 123, 126].

Поток прямого солнечного излучения, воспринимаемый прибором со спектральной чувствительностью ω_λ , как известно, равен

$$S = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \omega_\lambda S_{\lambda 0} P_\lambda^m d\lambda, \quad (3.1)$$

где λ_1 и λ_2 — границы спектральной чувствительности прибора, m — оптическая масса атмосферы, а P_λ — спектральная прозрачность атмосферы. Под спектральной прозрачностью атмосферы понимается отношение потока монохроматического излучения, прошедшего через атмосферу к земной поверхности в виде параллельного пучка в направлении вертикали, к потоку излучения тех же длин волн на верхней границе атмосферы. Из формулы (2.13), если пренебречь поглощением газовыми примесями атмосферы, следует, что в ближней ультрафиолетовой и видимой областях спектра

$$P_\lambda = 10^{-(\alpha_\lambda + \beta_\lambda + \delta_\lambda)}. \quad (3.2)$$

Пользуясь обобщенной теоремой о среднем значении определенного интеграла, из (3.1) после вынесения P_{λ}^m за знак интеграла получим

$$S = P_{\text{эф}}^m \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} w_{\lambda} S_{\lambda 0} d\lambda, \quad (3.3)$$

где $P_{\text{эф}}$ — эффективная прозрачность атмосферы для прибора с данной спектральной чувствительностью. Приравнявая (3.1) и (3.3), будем иметь

$$P_{\text{эф}} = \left[\frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} w_{\lambda} S_{\lambda 0} P_{\lambda}^m d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} w_{\lambda} S_{\lambda 0} d\lambda} \right]^{\frac{1}{m}}. \quad (3.4)$$

Отметим, что, строго говоря, любой оптический прибор, наведенный на солнце, измеряет не спектральную прозрачность, а эффективную прозрачность атмосферы, поскольку он выделяет конечный спектральный интервал.

Из выражения (3.4) следует, что эффективная прозрачность атмосферы, в отличие от спектральной прозрачности, зависит от оптической массы m (или высоты солнца θ). Расчет показывает, что $P_{\text{эф}}$ обычно увеличивается с увеличением m (табл. 3.1).

Таблица 3.1

Интегральная (при $w_{\lambda} = \text{const}$) и эффективная прозрачность сухой и чистой атмосферы при $X = 0,32$ атм-см

θ°	m	$w_{\lambda} = \text{const}$	$P_{\text{эф}}$			
			$\lambda_{\text{max}} = 314 \text{ нм}$			$\lambda_{\text{max}} = 369 \text{ нм}$
			$\Delta\lambda = 21 \text{ нм}$	$\Delta\lambda = 10 \text{ нм}$	$\Delta\lambda = 2 \text{ нм}$	$\Delta\lambda = 22 \text{ нм}$
1	2	3	4	5	6	7
90,0	1	0,906	—	—	—	—
60,0	1,15	—	0,251	0,270	0,232	0,587
30,0	2,00	0,916	0,278	0,280	0,234	0,591
18,9	3,00	0,922	—	—	—	—
20,0	2,90	—	0,298	0,290	0,233	0,591
15,0	3,82	—	0,313	0,300	0,237	0,592
13,7	4,00	0,928	—	—	—	—
10,0	5,60	—	0,336	0,322	0,242	0,593
9,3	6,00	0,936	—	—	—	—
6,0	8,90	—	0,363	0,339	0,252	0,588
3,0	15,36	—	0,394	0,369	0,270	0,603

Применительно к интегральной прозрачности атмосферы, измеряемой актинометрически прибором ($w_{\lambda} = \text{const}$), явление увеличения интегральной прозрачности атмосферы с увеличением оптической массы, называется эффектом Форбса [126] (табл. 3.1).

Согласно Г. В. Розенбергу [123], будем называть эффектом Форбса более общее явление, заключающееся в том, что с изменением проходимой лучом толщины слоя изменяется эффективная прозрачность этого слоя, измеряемая прибором с произвольной спектральной чувствительностью.

Как видно из формулы (3.4), в случае нейтральной среды, когда $P_\lambda = \text{const}$, эффект Форбса не проявляется, так как $P_{\text{эф}} = P_\lambda$. В случае использования монохроматического приемника излучения из формулы (3.4) следует равенство $P_{\text{эф}} = P_\lambda$, что равносильно отсутствию эффекта Форбса.

Если ослабляющей средой является атмосфера и для измерения используются приборы со спектральной чувствительностью, ограничивающей некоторый участок спектра, то зависимость эффективной прозрачности $P_{\text{эф}}$ от оптической массы m имеет характер, показанный в табл. 3.1.

Как видно из табл. 3.1, интегральная и эффективная прозрачность во всех четырех случаях увеличивается с ростом оптической массы m . Однако это увеличение $P_{\text{эф}}$ происходит по-разному в зависимости от кривой спектральной чувствительности ω_λ . В коротковолновой области спектра $P_{\text{эф}}$ увеличивается быстрее с ростом m , чем в длинноволновой, несмотря на то, что значения ширины кривой спектральной чувствительности на половине ее максимальной высоты в обоих случаях примерно равны ($\Delta\lambda_1 = 21$ нм, $\Delta\lambda_2 = 22$ нм).

Чем уже полоса спектра, выделяемая кривой спектральной чувствительности (при совпадении положений максимумов кривых), тем медленнее уменьшается $P_{\text{эф}}$ с ростом m (графы 4, 5 и 6 в табл. 3.1). При уменьшении высоты солнца от 60° до 10° рост $P_{\text{эф}}$ для прибора с $\Delta\lambda$, равным 21, 10 и 2 нм, составляет соответственно 34, 19 и 4 %. Увеличение $P_{\text{эф}}$ с ростом m происходит тем быстрее, чем меньше высота солнца.

Один из важных выводов, которые можно сделать из табл. 3.1, заключается в том, что эффективная прозрачность в УФ области спектра заметно увеличивается с ростом оптической массы при измерении спектрофотометрическими приборами как с широкой, так и со сравнительно узкой полосой пропускания. Особенно заметно это увеличение эффективной прозрачности в области озонного поглощения. Если увеличение $P_{\text{эф}}$ для $\lambda_{\text{max}} = 314$ нм при уменьшении высоты солнца от 60° до 10° составляет, как уже говорилось, 34 %, то соответствующее увеличение $P_{\text{эф}}$ для $\lambda_{\text{max}} = 369$ нм составляет всего 1 %.

Будем считать, что оптический прибор пригоден для атмосферно-спектрофотометрических измерений рассматриваемого здесь вида, если в интервале высот солнца 10° — 90° выполняется равенство

$$P_{\text{эф}} = P_\lambda \quad (3.5)$$

с погрешностью, меньшей 2 % (нижняя граница принята равной 10° потому, что при более низком солнце возникает дополнитель-

ная погрешность вследствие многократного рассеяния). В равенстве (3.5) $P_{\text{эф}}$ — эффективная прозрачность атмосферы для данного прибора, P_{λ} — спектральная прозрачность атмосферы для длины волны λ_{max} , соответствующей максимуму спектральной чувствительности прибора.

Из табл. 3.1 и условия (3.5) следует, что спектрофотометрический прибор, у которого ширина спектральной чувствительности больше 2 нм, без учета эффекта Форбса не пригоден для атмосферно-спектрофотометрических измерений в области правого крыла полосы озонного поглощения ($\lambda < 340$ нм). В частности, такой прибор не пригоден для измерения спектральной прозрачности атмосферы, суммарного озона и спектральной оптической плотности аэрозоля. Однако спектрофотометрический прибор, у которого ширина кривой спектральной чувствительности больше 2 нм, пригоден для спектрофотометрических измерений в атмосфере, если его кривая спектральной чувствительности располагается на оси длин волн правее полосы поглощения озона ($\lambda > 340$ нм).

3.1.1. Проявление эффекта Форбса

В ряде случаев атмосферно-оптические измерения производят приборами со светофильтрами, при этом принимают, что определяемые параметры относятся к длинам волн, соответствующим максимумам спектральной чувствительности прибора или максимумам пропускания светофильтров. Из табл. 3.1 видно, что это допущение может быть ошибочным в трех случаях:

- 1) при измерении в озонной области спектра,
- 2) при использовании широкополосных светофильтров,
- 3) при малой высоте солнца в период измерений.

Помимо указанного основного проявления эффекта Форбса, заключающегося в увеличении эффективного коэффициента прозрачности атмосферы при увеличении проходимой лучом оптической массы, можно отметить еще два дополнительных проявления этого эффекта:

- 1) искривление прямой Бугера, выражающей зависимость логарифма потока прямого солнечного излучения от оптической массы, построенной для длины волны, совпадающей с максимумом спектральной чувствительности широкополосного прибора;
- 2) смещение максимума эффективной спектральной чувствительности широкополосного прибора в длинноволновую область спектра при увеличении проходимой лучом оптической массы.

Первое из этих дополнительных проявлений эффекта Форбса вытекает из формулы (3.3). Обозначая

$$S_0 = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \omega_{\lambda} S_{\lambda 0} d\lambda, \quad (3.6)$$

из (3.3) получим

$$S = S_0 P_{\text{эф}}^m, \quad (3.7)$$

откуда

$$\lg S = \lg S_0 + m \lg P_{\text{эф}}. \quad (3.8)$$

Выражение (3.8) только в том случае означает линейную зависимость между $\lg S$ и m (прямая Бугера), когда $P_{\text{эф}} = \text{const}$. Поскольку $P_{\text{эф}}$ увеличивается с ростом m , выражение (3.8) представляет собой кривую, обращенную вогнутостью вверх. Это означает, что изменение эффективной прозрачности атмосферы вызывает искривление прямой Бугера.

Что касается второго проявления эффекта Форбса, то о нем говорилось раньше (см. табл. 2.9 и 2.10). Тогда было установлено, что максимум эффективной спектральной чувствительности заметно смещается с уменьшением θ в длинноволновую область спектра.

Смещение максимума эффективной спектральной чувствительности прибора в длинноволновую область спектра при увеличении проходимой лучом оптической массы атмосферы происходит вследствие уменьшения прозрачности атмосферы с уменьшением длины волны. При увеличении оптической массы прозрачность атмосферы в наклонном направлении в коротковолновой области спектра уменьшается быстрее, чем в длинноволновой, что и приводит к смещению максимума эффективной спектральной чувствительности прибора в длинноволновую область спектра.

Основное проявление эффекта Форбса, заключающееся в увеличении эффективной прозрачности атмосферы с увеличением оптической массы, наглядно демонстрируют данные наблюдений за ОС с помощью прибора со светофильтрами. При измерении ОС, как известно, определяется логарифм относительной эффективной прозрачности атмосферы:

$$m \lg \frac{P_{\text{эф}}}{P'_{\text{эф}}} = \lg \frac{S}{S'} - \lg \frac{S_0}{S'_0}, \quad (3.9)$$

где $P_{\text{эф}}$ относится к первому светофильтру озонометра, а $P'_{\text{эф}}$ — ко второму. Так как $P_{\text{эф}}$ сильно зависит от высоты солнца, а $P'_{\text{эф}}$ — слабо, то относительная эффективная прозрачность атмосферы (3.9) и, следовательно, измеренное (а не действительное) значение ОС сильно зависят от высоты солнца. Зависимость ОС от высоты солнца проявляется, разумеется, в том случае, если для расчета озона, измеренного прибором со светофильтрами, используется формула (2.38) или (2.46) и не учитывается эффект Форбса. При учете эффекта Форбса, как это делается в интегральном методе, зависимость ОС от высоты солнца не проявляется (в тех случаях, когда действительные значения ОС не изменяются и исключено влияние величин $\delta_1 - \delta_2$). Для подтверждения этого обстоятельства в качестве примера приводится табл. 3.2, полученная во время регулярных наблюдений за ОС в Воейково. Из таблицы видно, что значения ОС в период наблюдений существенно не изменились с высотой солнца (графы 2 и 3). Примерно одина-

Суммарный озон (атм-см). Воейково, 13 июля 1960 г.

θ	М-83 (по озон- ной номограм- ме)	Спектрофото- метр Добсона	М-83 (по фор- муле (2.38))	Разность между значе- ниями граф 3 и 4, %	θ	М-83 (по озон- ной номограм- ме)	Спектрофото- метр Добсона	М-83 (по фор- муле (2.38))	Разность между значе- ниями граф 3 и 4, %
1	2	3	4	5	1	2	3	4	5
15,0	0,340	0,347	0,240	30,8	45,6	0,326	0,344	0,314	8,7
19,8	0,340	0,324	0,283	12,6	46,0	0,341	0,306	0,329	2,1
27,7	0,315	0,328	0,276	15,8	49,9	0,335	0,356	0,326	8,4
33,2	0,335	0,332	0,289	12,9	50,0	0,339	0,345	0,325	5,8
34,0	0,333	0,335	0,284	15,2	50,4	0,365	0,334	0,363	-8,0
41,2	0,305	0,335	0,280	16,4	50,5	0,335	0,345	0,336	2,6

ковыми оказались значения ОС по озонметру М-83 при учете эффекта Форбса и спектрофотометру Добсона. Однако без учета эффекта Форбса (графа 4), т. е. тогда, когда ОС рассчитывается не по озонной номограмме, а по формуле (2.38), значения ОС тем меньше, чем меньше высота солнца. Отклонения значений ОС по М-83 от данных по спектрофотометру Добсона растут с уменьше-

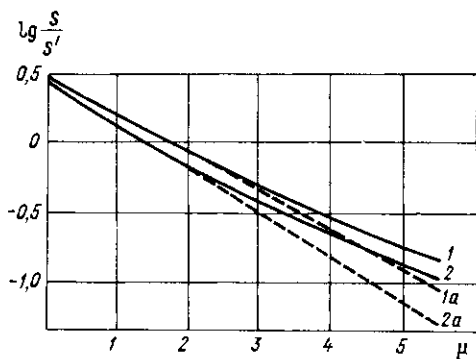


Рис. 3.1. Зависимость логарифма отношения потоков излучения $\lg(S/S')$ от оптической массы озона μ для озонметра М-83 с первым светофильтром.

1) $X=0,2$ атм-см, 2) $X=0,4$ атм-см, 1а и 2а — прямые Бугера (узкополосный прибор).

нием высоты солнца. Это явление наблюдается всегда, если измерения озона производят прибором со светофильтрами в большом интервале высот солнца и результаты рассчитывают по формуле (2.38). Если обработку результатов измерений производят по озонной номограмме, то этого явления не наблюдается.

Изменение ОС, вызываемое эффектом Форбса, можно рассчитать теоретически. При этом отношение отсчетов S/S' по прибору М-83 рассчитывается двумя способами: с учетом и без учета эффекта Форбса. Отношение S/S' , рассчитанное с учетом эффекта Форбса, приведено в работе [43] для разных значений θ и ОС. Это отношение в координатах $\lg(S/S')$ и μ показано на рис. 3.1 (кривые 1 и 2) для значений озона 0,2 и 0,4 атм-см. На рис. 3.1 пока-

заны также прямые Бугера, рассчитанные по формуле (2.38) для длины волны 314 нм, соответствующей максимуму спектральной чувствительности немодернизированного прибора М-83 и значениям суммарного озона 0,2 и 0,4 атм-см (прямые 1а и 2а). При $\mu = 0$ линии 1 и 1а, 2 и 2а были совмещены путем добавления постоянной величины к $\lg S/S'$. Как видно из рис. 3.1, прямые 1а и 2а вследствие эффекта Форбса обращены вогнутостью вверх. С помощью кривых на рис. 3.1 можно оценить погрешность, вносимую эффектом Форбса в значения озона, измеренные прибором М-83 и вычисленные по формуле (2.38).

В результате расчетов была получена табл. 3.3.

Таблица 3.3

Сравнение результатов расчета суммарного озона (атм-см) по формуле (2.38) при $\delta_\lambda = \text{const}$ для широкополосного прибора М-83 и узкополосного прибора

θ°	Полосы пропускания		Разность, %	θ°	Полосы пропускания		Разность, %
	узкие	широкие			узкие	широкие	
50	0,200	0,200	0,0	15	0,200	0,167	16,5
	0,400	0,400	0,0		0,400	0,326	18,5
20	0,200	0,172	14,0	10	0,200	0,146	27,0
	0,400	0,350	12,5		0,400	0,283	29,0

Примечание. Значения L в формуле (2.38) сняты с рис. 3.1. Прямые 1а, 2а — верхняя и нижняя строки для узких полос, кривые 1 и 2 — для широких полос.

Из табл. 3.3 следует, что эффект Форбса вызывает убывание ОС с уменьшением высоты солнца. Теоретическое уменьшение ОС (табл. 3.3) почти совпадает с наблюдаемым убыванием ОС (см. табл. 3.2, графа 5).

Как уже отмечалось, вследствие эффекта Форбса прямые Бугера, выражающие зависимость логарифма потока солнечной радиации от оптической массы, искривляются, если используют измерительный прибор со светофильтрами. На рис. 3.2 показаны результаты теоретических расчетов зависимости $\lg S$ от m для первого и второго светофильтров озонометра М-83 и результаты наблюдений за прямой солнечной радиацией по прибору М-83. Для наблюдений был выбран день с хорошей прозрачностью атмосферы ($\delta_\lambda = 0,040$), чтобы исключить влияние аэрозоля на значения $\lg S$; в период измерений $X = 0,28$ атм-см; такое же значение было выбрано для теоретического расчета.

Как видно из рис. 3.2, теоретические и экспериментальные значения $\lg S$ совпадают достаточно хорошо. Прямая 1а проведена для монохроматического излучения при использовании узкополосного прибора.

На рис. 3.3 показаны результаты теоретических расчетов зависимости $\lg S_\lambda$ от m , включая большие значения m . Кривая 2 рассчитана по формуле (2.58) для первого светофильтра озонметра М-83 при $X=0,32$ атм-см и $\delta_\lambda=0$. Кривая 3 рассчитана по фор-

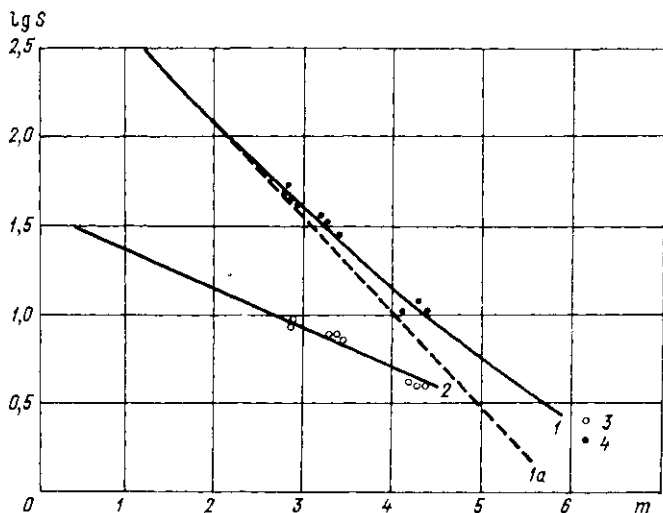


Рис. 3.2. Логарифм отсчета $\lg S$ по прибору М-83 в зависимости от оптической массы атмосферы m .

1 — первый светофильтр, $\lambda_{\max}=314$ нм, 1а — прямая Бугера для монохроматического излучения $\lambda=314$ нм, 2 — второй светофильтр, $\lambda_{\max}=369$ нм, 3 и 4 — данные наблюдений.

муле (2.36) для узкополосного прибора с $\lambda=314$ нм. Небольшая кривизна линии 3 объясняется различием значений оптических масс m и μ при малых высотах солнца. По прямой 4 можно су-

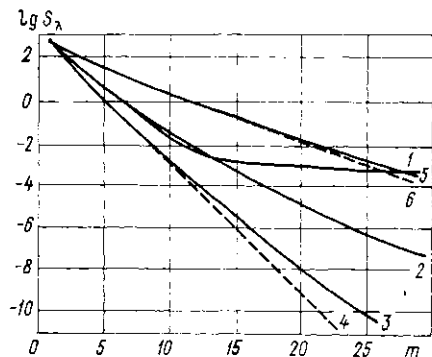


Рис. 3.3. Зависимость $\lg S_\lambda$ от m .

1 — данные наблюдений по прибору М-83, Карадаг 2 IX 1966 г., первый светофильтр; 2 — теоретическая кривая с учетом эффекта Форбса, прибор М-83, первый светофильтр; 3 — теоретическая кривая для монохроматического излучения, $\lambda=314$ нм, с учетом различий m и μ ; 4 — прямая Бугера для $\lambda=314$ нм; 5 — данные наблюдений по прибору М-83, второй светофильтр; 6 — прямая Бугера для $\lambda=369$ нм.

дить, на сколько кривые 1—3 отклоняются от прямой линии. Кривая 5 построена теоретически для второго светофильтра озонметра М-83 на основании формулы (2.59); соответствующая ей прямая 6 построена по формуле (2.36).

Из рис. 3.3 следует, что искривление кривых S_λ вследствие эффекта Форбса для первого коротковолнового светофильтра значи-

тельно больше, чем для второго длинноволнового светофильтра. При этом отклонения кривых 2 и 3 друг от друга достигают при низком солнце больших значений — несколько порядков величины. В то же время при $m > 10$ ход экспериментальной кривой 1 резко отличается от хода теоретической кривой 2. Это отличие, как будет показано ниже, вызывается многократным рассеянием света в атмосфере. При $m < 10$ формы теоретической кривой 2 и экспериментальной кривой 1 достаточно близки друг к другу.

Как отмечалось выше, эффект Форбса вызывает кажущееся увеличение прозрачности атмосферы с ростом оптической массы. Кажущееся увеличение прозрачности атмосферы характеризуется увеличением эффективной прозрачности.

В том случае, когда эффективная прозрачность мало изменяется с изменением оптической массы (или высоты солнца) в достаточном большом интервале и когда $P_{\text{эф}}$ достаточно близко по значению к спектральной прозрачности атмосферы P_{λ} для $\lambda = \lambda_{\text{max}}$ (где λ_{max} соответствует максимуму спектральной чувствительности измерительного прибора), спектрофотометрический прибор может использоваться для измерения спектральной прозрачности атмосферы или связанных с ней величин.

Если спектрофотометрический прибор с широкой полосой спектральной чувствительности измеряет спектральную прозрачность атмосферы в требуемом интервале высот солнца с достаточной точностью (т. е. $P_{\text{эф}} \approx P_{\lambda}$), то такой прибор эквивалентен спектрофотометрическому прибору с узкой полосой спектральной чувствительности (при использовании последнего для измерения спектральной прозрачности атмосферы и связанных с ней величин). В этом случае к показаниям прибора с широкой полосой спектральной чувствительности применим закон Бугера без поправки на эффект Форбса.

При рассмотрении интегрального метода измерения ОС в ряде случаев возникает вопрос об искажающем влиянии эффекта Форбса на измеряемое значение ОС. В связи с этим следует отметить, что интегральный метод был разработан [39] в соответствии с двумя основными требованиями: 1) исключить влияние эффекта Форбса; 2) исключить (или значительно уменьшить) влияние ослабления излучения аэрозольным слоем атмосферы.

Исключение влияния эффекта Форбса производится на основании интегрального расчета редуцированных потоков в формуле (2.60). При расчете интегралов в формуле (2.60) используются спектральные интервалы $\Delta\lambda = 1$ нм, которые не больше спектральных интервалов, выделяемых щелями спектрофотометра Добсона. Изменение максимума подынтегральных функций в выражении (2.60), происходящее вследствие эффекта Форбса, автоматически учитывается при расчете. Значения этих изменений приведены в табл. 2.9 и 2.10. Отсюда следует, что эффект Форбса не искажает измеряемое значение ОС при использовании интегрального метода.

3.1.2. Критерий применимости закона Бугера для немонохроматических приборов

Для решения вопроса о применимости закона Бугера к данному спектрофотометрическому прибору необходимо иметь критерий применимости этого закона, устанавливающий, что эффект Форбса не искажает измеряемую величину сверх допустимого предела. Для вывода указанного критерия воспользуемся приближенным равенством (3.5). Если требуется, чтобы $P_{эф} = P_\lambda$ с погрешностью менее чем 2 %, то можно написать неравенство

$$\left| \frac{P_{эф} - P_\lambda}{P_\lambda} \cdot 100 \right| < 2, \quad (3.10)$$

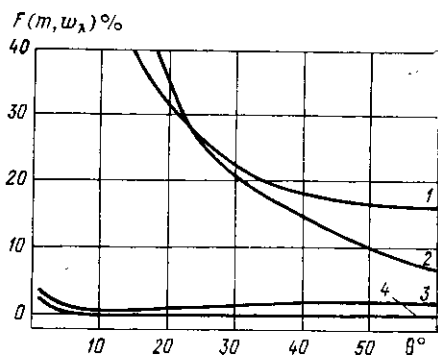


Рис. 3.4. Критерий $F(m, \omega_\lambda)$ в зависимости от высоты солнца для приборов с разными спектральными характеристиками. Рассчитано для случая $X=0,32$ атм-см, $\delta_\lambda=0$.

Кривая	$\lambda_{\max}$ нм	$\Delta\lambda$ нм
1	314	10
2	314	21
3	369	22
4	314	2

которое эквивалентно неравенству

$$0,98 < \frac{P_{эф}}{P_\lambda} < 1,02. \quad (3.11)$$

Обозначив левую часть неравенства (3.10) через $F(m, \omega_\lambda)$, получим следующий критерий применимости закона Бугера, связанный с эффектом Форбса:

$$F(m, \omega_\lambda) < 2. \quad (3.12)$$

С помощью критерия (3.12) можно определить интервал высот солнца, внутри которого к данному прибору применим (или не применим) закон Бугера. Для этого по известной спектральной чувствительности прибора, вычисляется величина $F(m, \omega_\lambda)$ при разных оптических массах или высотах солнца и строится таблица или график этой величины в зависимости от m или θ .

В качестве примера такой график приведен на рис. 3.4. Кривая 2 на этом рисунке относится к первому светофильтру немодернизированного озонметра М-83. Как видно из рисунка, величина $F(m, \omega_\lambda)$ для первого светофильтра немодернизированного озонметра М-83 не удовлетворяет условию (3.12), так как в интервале высот солнца $0-60^\circ$ $F(m, \omega_\lambda) > 2$. Следовательно, к данным измерений по первому светофильтру немодернизированного озонметра М-83 закон Бугера не применим.

Кривая 3 относится к четвертому светофильтру модернизированного озонметра М-83. В интервале высот солнца $1-60^\circ$ величина $F(m, \omega_\lambda)$ для кривой 3 удовлетворяет условию (3.12). Следовательно, к данным измерений, которые получаются при использовании четвертого светофильтра модернизированного озонметра М-83 закон Бугера применим.

Кривая 1 построена для прибора, максимум спектральной чувствительности которого совпадает с длиной волны $\lambda_{\max} = 314$ нм (как у первого светофильтра немодernизированного озонметра М-83) и шириной полосы спектральной чувствительности $\Delta\lambda = 10$ нм. Как видно из кривой 1, в рассматриваемом случае в интервале высот солнца $0-60^\circ$ $F(m, \omega_\lambda) > 2$. Следовательно, к результатам измерений по прибору с такой спектральной чувствительностью закон Бугера не применим. Кривая 4 относится к прибору, спектральная чувствительность которого характеризуется величинами $\lambda_{\max} = 314$ нм и $\Delta\lambda = 2$ нм, т. е. к разряду узкополосных. В таком случае величина $F(m, \omega_\lambda) < 2$ в интервале высот солнца $3-60^\circ$, что равносильно применимости закона Бугера.

В целом из рис. 3.4 следует, что величина $F(m, \omega_\lambda)$ сильно зависит от положения максимума на кривой спектральной чувствительности прибора, т. е. от $\lambda_{\max}$, и от ширины спектрального интервала, выделяемого кривой спектральной чувствительности, т. е. от $\Delta\lambda$. В области озонного поглощения обе эти зависимости проявляются в наибольшей степени. Спектрофотометрические приборы даже со сравнительно узкими полосами спектральной чувствительности не удовлетворяют критерию (3.12), если они предназначены для работы в области озонного поглощения.

Критерий (3.12) применим для приборов с разнообразными формами кривой спектральной чувствительности. При корректном использовании спектрофотометрического прибора в ультрафиолетовой области спектра необходимо предварительное исследование его параметров в соответствии с критерием (3.12).

Для практических целей представляет интерес экспресс-критерий для быстрой оценки применимости закона Бугера к данным конкретного прибора в связи с искажениями, вызываемыми эффектом Форбса. На основании результатов, приведенных на рис. 3.4, а также других аналогичных результатов, был выведен приближенный экспресс-критерий для приборов с полосами спектральной чувствительности, которые не имеют больших крыльев. Пусть максимум кривой спектральной чувствительности прибора совпадает с длиной волны $\lambda_{\max}$, а ширина полосы спектральной чувствительности (на половине высоты) равна $\Delta\lambda$. Тогда к первичным данным, получаемым по этому прибору при измерении прямой солнечной радиации, применим закон Бугера, если выполняется следующее неравенство:

$$\Delta\lambda < 3,1 \cdot 10^{-4} \lambda_{\max}^2 - 27,5, \quad (3.13)$$

где $\Delta\lambda$ и $\lambda_{\max}$ в нанометрах.

Неравенство (3.13) является экспресс-критерием. Он применим при $300 \text{ нм} < \lambda_{\text{max}} < 650 \text{ нм}$, $5^\circ < \theta < 90^\circ$ и хорошей прозрачности атмосферы. При выполнении критерия (3.13) погрешность измерения прозрачности атмосферы не превосходит обычно 2 %.

Рассмотрим в качестве примера два случая применения критерия (3.13).

Пусть имеется спектрофотометрический прибор, у которого $\Delta\lambda = 6 \text{ нм}$ и $\lambda_{\text{max}} = 310 \text{ нм}$. Применим ли к первичным данным этого прибора закон Бугера? Подставляя указанные выше значения $\Delta\lambda$ и λ_{max} в неравенство (3.13), получим $6 < 3,1 \cdot 10^{-4} \times 310^2 - 27,5$ или $6 < 2,3$, что неверно. Следовательно, в рассматриваемом случае закон Бугера не применим. Ширина полосы спектральной чувствительности в этом случае должна быть меньше 2,3 нм, т. е. $\Delta\lambda < 2,3 \text{ нм}$. При выполнении последнего неравенства закон Бугера можно применить к результатам измерений по данному прибору.

Во втором случае с помощью экспресс-критерия (3.13) определим область спектра, где можно использовать светофильтры, у ко-

торых $\Delta\lambda = 10 \text{ нм}$. Из (3.13) следует, что $\lambda_{\text{max}} > \sqrt{\frac{10 + 27,5}{3,1 \cdot 10^{-4}}}$

или $\lambda_{\text{max}} > 348 \text{ нм}$. Значит, указанные светофильтры можно применять при $348 \text{ нм} < \lambda_{\text{max}} < 650 \text{ нм}$. В этой области спектра искажения значений прозрачности атмосферы, вызываемые эффектом Форбса, не будут превышать 2 % (при $5^\circ < \theta < 90^\circ$).

Экспресс-критерий (3.13) следует использовать для предварительных оценок и отбора материала с целью последующего применения более точного критерия (3.12), который позволяет окончательно решить вопрос о применимости закона Бугера к данным конкретного прибора в связи с возможным проявлением эффекта Форбса. Из изложенного в настоящем разделе можно сделать следующие выводы.

1. При разработке и проектировании новых спектрофотометрических приборов со светофильтрами, предназначенных для работы в сильно поглощающих селективных средах, необходимо учитывать эффект Форбса, который искажает измеряемое значение прозрачности. Указанный эффект следует также учитывать при использовании существующих приборов с широкой полосой спектральной чувствительности.

2. При атмосферно-оптических измерениях эффект Форбса наиболее сильно проявляется в УФ области спектра, особенно при использовании приборов со сравнительно широкими полосами спектральной чувствительности при низком солнце.

3. Теоретические и экспериментальные данные, относящиеся к эффекту Форбса, подтверждают друг друга.

4. Эффект Форбса вызывает искажение измеряемого значения ОС при использовании широкополосных приборов и в том числе приборов со светофильтрами. Влияние эффекта Форбса на изме-

ряемое значение ОС исключается, если для этого применять интегральный метод.

5. Разработаны критерий и экспресс-критерий применимости закона Бугера к данным измерений по немонохроматическим приборам, позволяющие ограничить или исключить влияние эффекта Форбса.

3.2. ЭФФЕКТ СЕЛЕКТИВНОГО ОСЛАБЛЕНИЯ ИЗЛУЧЕНИЯ АЭРОЗОЛЕМ

К настоящему времени опубликовано небольшое число работ о зависимости оптической плотности аэрозоля δ_λ от длины волны в озонной ($200 \text{ нм} < \lambda < 340 \text{ нм}$) и ультрафиолетовой ($200 \text{ нм} < \lambda < 400 \text{ нм}$) областях спектра [39, 134]. В то же время известно, что величина δ_λ как функция от λ используется при оценке погрешности измерения ОС [39].

Экспериментальное определение величины δ_λ в озонной области спектра осложняется наличием озонного поглощения [39]. Учитывая это обстоятельство, в работе [54] был произведен теоретический расчет оптической плотности аэрозоля в области спектра 200—400 нм по данным о микроструктуре аэрозоля в вертикальном столбе атмосферы. Расчет δ_λ производили по формуле (2.34). При этом использовали три следующих вида функции распределения аэрозольных частиц по размерам:

1. Распределение типа Юнге

$$\frac{dN}{dr} = cr^{-n}, \quad (3.14)$$

где r — радиус аэрозольных частиц, c и n — параметры функции распределения.

2. Распределение

$$\frac{dN}{dr} = N_m e^{-c_1 \left(\lg \frac{r}{r_m} \right)^2}, \quad (3.15)$$

где N_m , c_1 и r_m — параметры функции распределения.

3. Распределение, найденное экспериментально в приземном слое по данным Юнге [54], экстраполированное на всю толщу атмосферы и представленное в табл. 3.4. При этом варианты распределения 1 и 2 — осредненные данные, полученные в результате наблюдений за атмосферным аэрозолем во Франкфурте-на-Майне; вариант 3 — модель распределения частиц атмосферного аэрозоля по размерам над континентом; вариант 4 — то же, что и вариант 3, но над океаном.

Для всех трех видов функции распределения применялись факторы эффективности рассеяния $F_\mu(\eta)$ в формуле (2.34), рассчитанные для двух значений комплексного показателя преломления: $m_1 = 1,33 - i0$ и $m_2 = 1,50 - i0$.

Распределение аэрозольных частиц по размерам $dN/d \lg r$.
Экспериментальные данные

r мкм	Вариант			
	1	2	3	4
0,01	$2,1 \cdot 10^4$	$2,1 \cdot 10^3$	$9 \cdot 10^3$	$3,8 \cdot 10$
0,02	$2,8 \cdot 10^4$	$4,8 \cdot 10^3$	$1,3 \cdot 10^4$	$2,0 \cdot 10^2$
0,04	$2,8 \cdot 10^4$	$5,8 \cdot 10^3$	$1,5 \cdot 10^4$	$2,4 \cdot 10^2$
0,05	$2,5 \cdot 10^4$	$3,5 \cdot 10^3$	$1,3 \cdot 10^4$	$2,0 \cdot 10^2$
0,06	$2,0 \cdot 10^4$	$2,5 \cdot 10^3$	$1,2 \cdot 10^4$	$1,9 \cdot 10^2$
0,08	$1,2 \cdot 10^4$	$1,0 \cdot 10^3$	$8,2 \cdot 10^3$	$1,4 \cdot 10^2$
0,10	$6,0 \cdot 10^3$	$4,5 \cdot 10^2$	$6,0 \cdot 10^3$	$1,0 \cdot 10^2$
0,15	$1,9 \cdot 10^3$	$1,4 \cdot 10^2$	$1,9 \cdot 10^3$	$3,5 \cdot 10$
0,20	$8,0 \cdot 10^2$	$5,0 \cdot 10$	$5,8 \cdot 10^2$	$1,3 \cdot 10$
0,25	$4,0 \cdot 10^2$	$2,4 \cdot 10$	$2,8 \cdot 10^2$	8,0
0,3	$2,6 \cdot 10^2$	$1,4 \cdot 10$	$1,6 \cdot 10^2$	6,5
0,4	$1,2 \cdot 10^2$	6,5	$6,2 \cdot 10$	4,2
0,5	$5,9 \cdot 10$	4,0	$3,5 \cdot 10$	3,5
0,6	$3,2 \cdot 10$	3,0	$2,3 \cdot 10$	3,0
0,7	$2,8 \cdot 10$	1,9	$1,5 \cdot 10$	2,6
0,8	$1,5 \cdot 10$	1,6	$1,05 \cdot 10$	2,5
0,9	$1,1 \cdot 10$	1,2	7,5	2,3
1,0	9,0	1,0	6,5	2,2
2,0	$9,5 \cdot 10^{-1}$	$1,9 \cdot 10^{-1}$	$6,0 \cdot 10^{-1}$	$6,0 \cdot 10^{-1}$
3,0	$2,2 \cdot 10^{-1}$	$5,4 \cdot 10^{-2}$	$1,5 \cdot 10^{-1}$	$1,5 \cdot 10^{-1}$
4,0	$1,1 \cdot 10^{-1}$	$1,7 \cdot 10^{-2}$	$6,6 \cdot 10^{-2}$	$6,6 \cdot 10^{-2}$
5,0	$5,8 \cdot 10^{-2}$	$8,0 \cdot 10^{-3}$	$3,5 \cdot 10^{-2}$	$3,5 \cdot 10^{-2}$
6,0	$3,6 \cdot 10^{-2}$	$4,0 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-2}$	$2,0 \cdot 10^{-2}$
7,0	$2,4 \cdot 10^{-2}$	$2,8 \cdot 10^{-3}$	$1,25 \cdot 10^{-2}$	$1,25 \cdot 10^{-2}$
8,0	$1,7 \cdot 10^{-2}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$8,8 \cdot 10^{-3}$	$8,8 \cdot 10^{-3}$
9,0	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$6,0 \cdot 10^{-3}$	$6,0 \cdot 10^{-3}$
10,0	$1,0 \cdot 10^{-2}$	$6,8 \cdot 10^{-4}$	$4,5 \cdot 10^{-3}$	$4,5 \cdot 10^{-3}$
11,0	$8,0 \cdot 10^{-3}$	$4,7 \cdot 10^{-4}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$
12,0	$7,0 \cdot 10^{-3}$	$3,6 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$
13,0	$5,6 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$
14,0	$4,5 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$
15,0	$4,0 \cdot 10^{-3}$	$1,08 \cdot 10^{-4}$	$1,08 \cdot 10^{-4}$	$1,08 \cdot 10^{-4}$

При расчете величины δ_λ по формуле (2.34) с использованием функции распределения типа Юнге (3.14) принимали, что параметр r составлял 3,5; 4,0; 4,5; 5,0, r_1 изменялось от 0,02 до 0,2 мкм, $r_2 = 20$ мкм, а параметр c изменялся от 10^{-3} до 10^{-6} . В табл. 3.5, в качестве примера приводятся значения δ_λ , рассчитанные по формулам (2.34) и (3.14).

Из табл. 3.5 следует, что для одних и тех же значений n , c , r_1 и λ значения δ_λ при $m = 1,50$ больше, чем при $m = 1,33$. С увеличением λ и r_1 происходит уменьшение величины δ_λ .

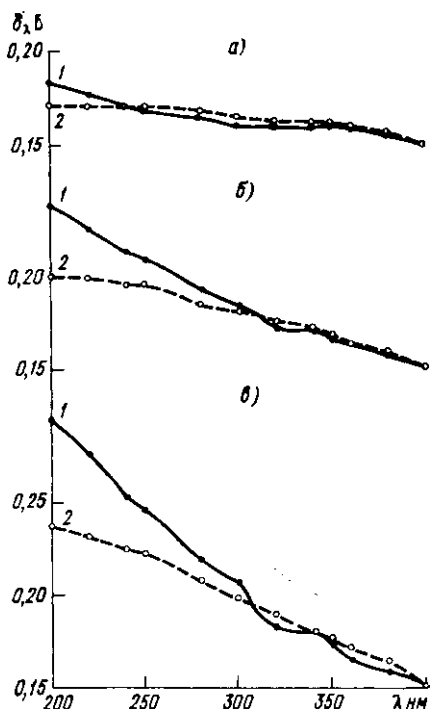


Рис. 3.5. Оптическая плотность аэрозоля атмосферы в зависимости от длины волны. Рассчитано для распределения Юнге (3.14) и $\delta_{\lambda=400 \text{ нм}} = 0,15 \text{ Б}$.

а) $n=3,5$, б) $n=4,0$, в) $n=4,5$; 1) $m=1,33$, 2) $m=1,50$.

При расчете δ_λ с помощью функции распределения (3.15) использовали следующие значения параметров этой функции: $N_m = 10^7 \text{ см}^{-3}$, $c_1 = 5, 10$ и 50 , $r_m = 0,06; 0,1; 0,15; 0,20$ мкм.

Расчет величины δ_λ по экспериментальным данным о распределении аэрозольных частиц по размерам производился по формуле (2.34).

Для характеристики зависимости оптической плотности аэрозоля от длины волны в УФ области спектра при разных значениях параметров функций распределения и показателей преломления приводятся рис. 3.5—3.7. Для удобства обозрения все кривые на рис. 3.5—3.7 нормированы (путем изменения параметров c и N_m в формулах (3.14) и (3.15) и введения коэффициента перед интегралом в формуле (2.34)) к двум значениям $\delta_{\lambda=400 \text{ нм}}$, равным 0,10; 0,15 Б, что характерно для условий хорошей и средней прозрачности атмосферы. Из рис. 3.5—3.7 следует, что величина δ_λ

Значения δ_λ в зависимости от λ ,
 $n=4$, $c=1 \cdot 10^{-6}$ см

		$m=1,33$										$m=1,50$				
λ , μm		r_1														
		0,02	0,04	0,06	0,08	0,10	0,15	0,20	0,02	0,04	0,06	0,08	0,10	0,15	0,20	
200	0,651	0,617	0,566	0,509	0,493	0,313	0,208	1,077	0,940	0,804	0,660	0,537	0,284	0,176		
220	0,595	0,561	0,519	0,473	0,426	0,312	0,216	1,012	0,875	0,756	0,642	0,531	0,299	0,179		
240	0,525	0,508	0,483	0,437	0,399	0,308	0,219	0,925	0,823	0,720	0,622	0,526	0,315	0,190		
250	0,501	0,484	0,459	0,428	0,394	0,302	0,220	0,913	0,811	0,709	0,614	0,520	0,318	0,194		
280	0,454	0,440	0,415	0,392	0,362	0,288	0,221	0,791	0,722	0,637	0,569	0,494	0,327	0,209		
300	0,423	0,413	0,396	0,373	0,347	0,282	0,221	0,743	0,675	0,607	0,550	0,481	0,328	0,216		
320	0,399	0,389	0,372	0,349	0,328	0,273	0,220	0,715	0,647	0,579	0,522	0,467	0,327	0,222		
340	0,377	0,367	0,354	0,339	0,319	0,271	0,221	0,667	0,599	0,556	0,507	0,456	0,333	0,232		
350	0,370	0,360	0,347	0,332	0,313	0,266	0,221	0,658	0,590	0,547	0,498	0,451	0,332	0,233		
360	0,345	0,345	0,332	0,321	0,306	0,265	0,221	0,642	0,574	0,531	0,486	0,439	0,329	0,236		
380	0,331	0,331	0,318	0,307	0,294	0,257	0,215	0,628	0,560	0,517	0,472	0,429	0,327	0,237		
400	0,316	0,316	0,308	0,296	0,284	0,250	0,213	0,584	0,516	0,481	0,447	0,404	0,319	0,236		

изменяется в зависимости от λ не монотонно и не гладко, что отличается от известной зависимости, определяемой формулой Онгстрема $\delta_\lambda = c_2 \lambda^{-b}$.

Для распределений Юнге характерен рост величины δ_λ с уменьшением λ в интервале 200—400 нм (рис. 3.5 и 3.7). При

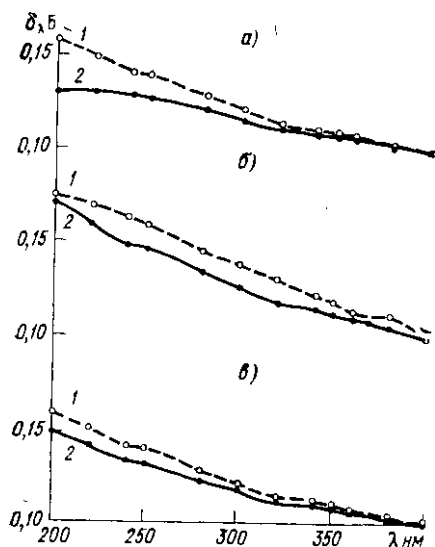


Рис. 3.6. Оптическая плотность аэрозоля атмосферы в зависимости от длины волны. Рассчитано для распределения, найденного экспериментально (табл. 3.4), и для $\delta_{\lambda=400 \text{ нм}} = 0,15\text{Б}$.

а) вариант 1, б) вариант 2, в) вариант 3.
1) $m=1,33$, 2) $m=1,50$.

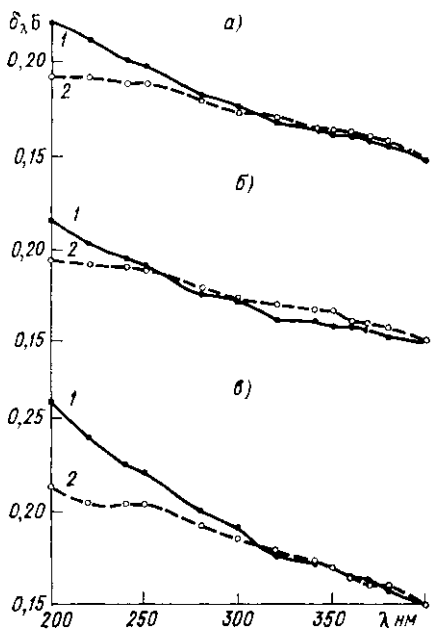


Рис. 3.7. Оптическая плотность аэрозоля атмосферы в зависимости от длины волны. Рассчитано для $\delta_{\lambda=400 \text{ нм}} = 0,10\text{Б}$.

а) 1 — распределение Юнге (3.14), $m=1,33$, $n=4$, 2 — распределение (3.15), $m=1,33$, $r_m=0,1$, $c_1=10$; б) 1 — распределение Юнге (3.14), $m=1,50$, $n=5$, 2 — распределение, найденное экспериментально, вариант 3 (табл. 3.4), $m=1,33$; в) 1 — распределение Юнге (3.14), $m=1,33$, $n=4$; 2 — распределение, найденное экспериментально, вариант 1 (табл. 3.4), $m=1,33$.

этом увеличение параметра n от 3,5 до 5 вызывает ускорение указанного роста δ_λ (при неизменном значении r_1 , равном в рассматриваемых случаях 0,1 мкм). Для $n=3,5$ характерен почти нейтральный ход величины δ_λ . Рост δ_λ с уменьшением λ более заметен при $m=1,33$, чем при $m=1,50$, что не противоречит данным табл. 3.5, в которой приведены значения δ_λ при неизменном параметре c и из которой следует, что при $m=1,33$ абсолютные (а не относительные, как на рис. 3.5) значения δ_λ меньше, чем при $m=1,50$.

Такая же зависимость δ_λ от показателя m (ускорение роста при переходе от $m = 1,50$ к $m = 1,33$) наблюдается для экспериментальных распределений аэрозольных частиц по размерам (рис. 3.6).

Для распределения (3.15) зависимость δ_λ от λ более сложная. В зависимости от параметров c_1 и r_m она может быть почти нейтральной, характеризоваться ростом δ_λ с уменьшением λ (рис. 3.7 а, кривая 2) или характеризоваться уменьшением δ_λ с уменьшением λ . На рис. 3.7 для сравнения нанесены кривые зависимости δ_λ от λ , полученные в результате расчета для разных распределений частиц по размерам. Как видим, при определенных параметрах в области спектра 300—400 нм распределения Юнге и (3.15) дают практически одинаковую зависимость δ_λ от λ (рис. 3.7 а). Близкие между собой кривые δ_λ были получены для распределения Юнге и экспериментального распределения в диапазоне длин волн 200—400 нм (рис. 3.7 в).

В работе [54] был оценен вклад аэрозольных частиц различных размеров в ослабление излучения в УФ области спектра. Оказалось, что наибольший вклад в аэрозольное ослабление, вызванное рассеянием, в этой области спектра вносят частицы размером 0,1—0,3 мкм (за исключением варианта 4 в табл. 3.4, представляющего распределение аэрозольных частиц над океаном). Относительный вклад в значение оптической плотности аэрозоля атмосферы частицами размером 0,1—0,3 мкм достигает 42—86 %. Вклад указанных частиц растет с уменьшением длины волны и с увеличением показателя преломления от 1,33 до 1,50. Наоборот, вклад частиц размером 0,4—0,9 и 1,0—20,0 мкм уменьшается с уменьшением длины волны и увеличением показателя преломления. Вклад частиц размером 0,01—0,08 мкм оказался близким к нулю, что представляет определенный интерес для оптики атмосферы.

С целью контроля за аэрозольным загрязнением атмосферы в СССР Главной геофизической обсерваторией им. А. И. Воейкова была создана сеть станций для наблюдений за оптической плотностью аэрозоля и спектральной прозрачностью атмосферы [46, 96]. На указанной сети станций наблюдения за оптической плотностью аэрозоля проводятся в ультрафиолетовой и видимой областях спектра начиная с 1972 г. На рис. 3.8 показаны некоторые результаты таких наблюдений. Как видно из рисунка, оптическая плотность аэрозоля в области спектра 370—530 нм в основном уменьшается с ростом длины волны. В области спектра 325—370 нм отмечается как увеличение δ_λ с ростом λ , так и уменьшение δ_λ и нейтральный ход этой величины. Из рис. 3.8 следует, что теоретические расчеты δ_λ [54] не противоречат экспериментальным данным.

В 40-х и 50-х годах нынешнего столетия было высказано предположение [116, 125], что часто (особенно в горных условиях) зависимость оптической плотности аэрозоля атмосферы от длины волны в УФ области спектра имеет селективный или, иначе го-

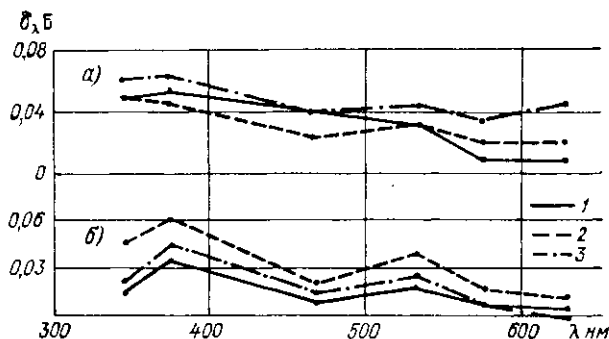


Рис. 3.8. Оптическая плотность аэрозоля в зависимости от длины волны. Чарджоу.

а) 4 октября 1973 г., 1 — 7 ч, 2 — 10 ч, 3 — 12 ч, б) 11 января 1974 г., 1 — 8 ч, 2 — 11 ч, 3 — 13 ч.

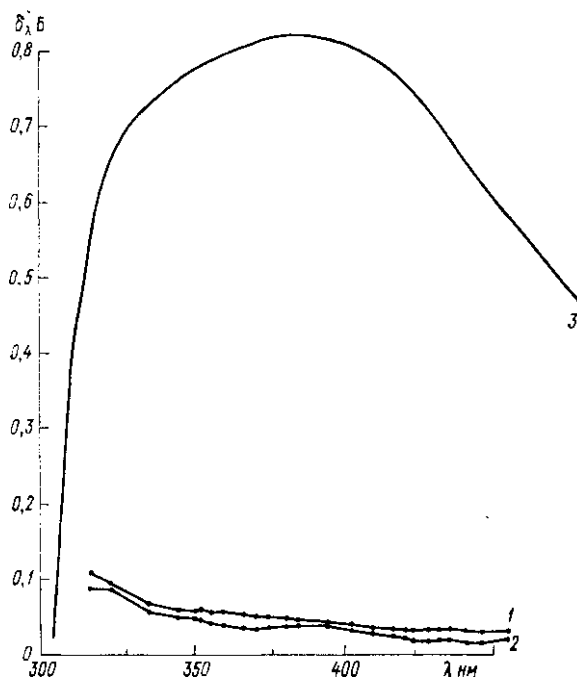


Рис. 3.9. Оптическая плотность аэрозоля в зависимости от длины волны.

1 — по наблюдениям в Сакраменто [161], 2 — по наблюдениям в Клаймате [161], 3 — теоретическая кривая, удовлетворяющая аэрозольной гипотезе эффекта аномальной прозрачности ($\lambda_1=302,1$ нм, $\lambda_2=326$ нм).

воря, избирательный характер. При этом кривая зависимости δ_λ от λ резко падает с уменьшением длины волны в области 300—375 нм, а в области 375—420 нм имеет резко выраженную полосу селективного ослабления (рис. 3.9, кривая 3). Однако это предположение впоследствии не было подтверждено, ни теоретическими расчетами, ни результатами наблюдений.

На рис. 3.9 кривыми 1 и 2 показана зависимость δ_λ от λ , полученная в результате наблюдений соответственно в Сакраменто (2800 м над ур. м.) и в Клаймате (3410 м над ур. м.), в горных

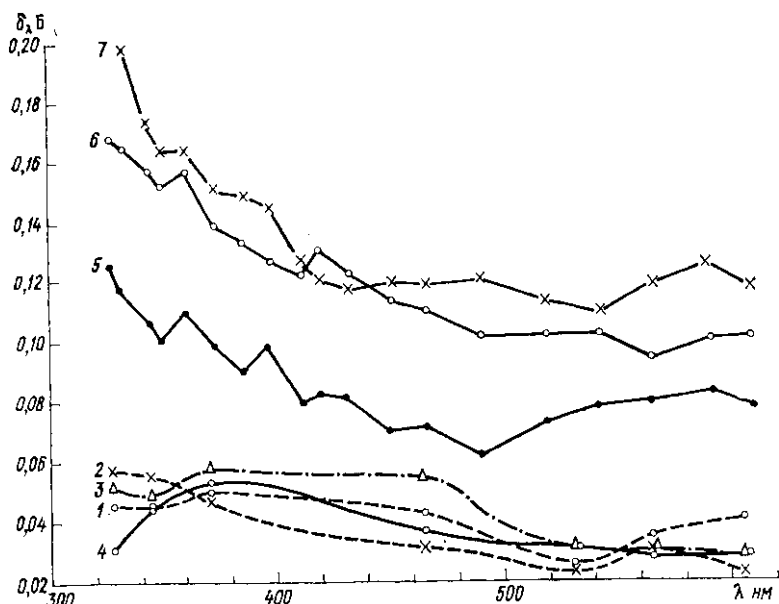


Рис. 3.10. Оптическая плотность аэрозоля в зависимости от длины волны.

1) $\theta=37,5^\circ$, 2) $\theta=16,2^\circ$, 3) $\theta=10,0^\circ$, 4) $\theta=5,9^\circ$, 5—7 — Абастумани.

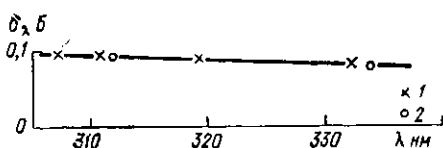
условиях и опубликованная в 1956 г. [161]. При нанесении этих кривых было учтено озонное поглощение в спектральной области короче 335 нм по средним данным об озоне. Из рис. 3.9 следует, что во время наблюдений отмечалось в основном уменьшение δ_λ с ростом λ и не было обнаружено полос аэрозольного ослабления с максимумом величины δ_λ в области 375—420 нм.

В 1971 г. в период экспедиции, организованной Главной геофизической обсерваторией им. А. И. Воейкова в районе Эльбруса (Иткол 2000 м над ур. м.), были проведены наблюдения за оптической плотностью аэрозоля и получены кривые зависимости δ_λ от λ (рис. 3.10, кривые 1—4). В 1973 г. в Абастумани (1600 м над ур. м.) подобные наблюдения провел Г. И. Кузнецов [83] (рис. 3.10, кривые 5—7). Значения δ_λ для района Эльбруса и Абастумани оказались близкими к значениям δ_λ в Сакраменто и Клаймате. На рис. 3.10, как и на рис. 3.9, не заметны полосы

аэрозольного ослабления с максимумом в области 375—420 нм. Исследование зависимости δ_λ от θ в районе Эльбруса показало, что величина δ_λ мало изменялась (от 0,030 до 0,050) при изменении θ (от 5,9 до 37,5°).

Рис. 3.11. Средняя оптическая плотность аэрозоля в зависимости от длины волны [129].

1 — Астрофизический институт АН Казахской ССР ($h=1450$ м), 2 — пос. Кирбалтабай, Алма-Атинской области.



Полосы аэрозольного ослабления при измерении δ_λ не были обнаружены и сотрудниками Астрофизического института Академии наук Казахской ССР (рис. 3.11) [129]. При этом применялся метод оценки δ_λ по индикатрисам яркости безоблачного неба. Как видно из рис. 3.11, средняя зависимость δ_λ от λ в области 300—340 нм почти линейная, причем δ_λ медленно уменьшается с ростом λ .

3.3. ЭФФЕКТ МНОГОКРАТНОГО РАССЕЯНИЯ УЛЬТРАФИОЛЕТОВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ В АТМОСФЕРЕ

3.3.1. История открытия эффекта многократного рассеяния ультрафиолетового излучения в атмосфере

Среди сравнительно немногих атмосферно-оптических эффектов, открытых в последние десятилетия, особое место занимает эффект многократного рассеяния ультрафиолетового излучения в атмосфере (ЭМРА) [37, 39, 43, 116, 117, 121—123]. Он принадлежит к числу физических эффектов, экспериментальное подтверждение и теоретическое обоснование которого было впервые сделано в СССР. Многократное рассеяние УФ излучения в атмосфере имеет непосредственное отношение к озонometriи и поэтому рассматривается в настоящем разделе.

История открытия ЭМРА не обошлась без недоразумений и ошибок. Основной причиной появления ошибочных представлений, связанных с ЭМРА, был недостаток знаний о закономерностях прохождения ультрафиолетового излучения через атмосферу.

С. Ф. Родионов, впервые экспериментально обнаруживший ЭМРА в 1937 г. [121], считал, что этот эффект обуславливается не многократным рассеянием УФ излучения в атмосфере, а селективной прозрачностью слоя атмосферных аэрозолей.

В 1936—1937 гг. Родионов с сотрудниками [121] при измерении на Эльбрусе прямой солнечной радиации в четырех участках УФ области спектра обнаружили необычное изменение наклона кривых $\lg I_\lambda$ в зависимости от угловой высоты солнца при малых ее значениях (I_λ — отсчет по спектрофотометрическому прибору, направленному на солнце и выделяющему участок спектра со сред-

ней длиной волны λ). При этом Родионову, удалось успешно преодолеть значительные экспериментальные трудности при налаживании и производстве измерений в УФ области спектра при низком солнце.

На рис. 3.12 показаны сводные данные наблюдений [117, 121] за прямой солнечной радиацией на Эльбрусе в 1937 г. для различных λ . Из рисунка видно, что наклон кривых $\lg I_\lambda$ к оси абсцисс (кривые 1—4) при $\theta > 30^\circ$ тем больше, чем меньше λ , а при $\theta < 15^\circ$, наоборот, тем больше, чем больше λ .

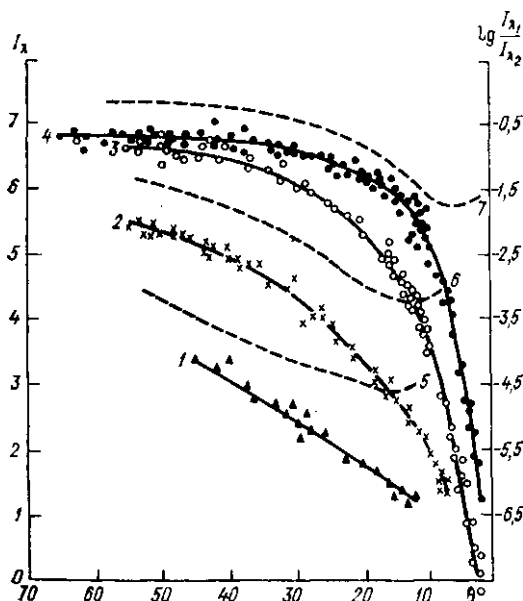


Рис. 3.12. Зависимость $\lg I_\lambda$ и $\lg I_{\lambda_1}/I_{\lambda_2}$ от высоты солнца и длины волны. Эльбрус ($h = 4250$ м), 1937 г. [117].

1) $\lambda = 295,0$ нм, 2) $\lambda = 312,5$ нм, 3) $\lambda = 302,1$, 4) $\lambda = 326,0$ нм, 5) $\lambda_1 = 295,0$ нм, $\lambda_2 = 326,0$ нм; 6) $\lambda_1 = 302,1$ нм, $\lambda_2 = 326,0$ нм; 7) $\lambda_1 = 312,5$ нм, $\lambda_2 = 326,0$ нм.

Если, как предложил Родионов, вместо $\lg I_\lambda$ пользоваться величиной $\lg(I_{\lambda_1}/I_{\lambda_2})$, то указанный эффект проявляется более рельефно. Из рис. 3.12 видно, что кривые 5—7, представляющие зависимость величины $\lg(I_{\lambda_1}/I_{\lambda_2})$ от θ , имеют заметно выраженный минимум при θ , равном в среднем $15, 12$ и 6° соответственно. Наличие минимума на кривых зависимости $\lg(I_{\lambda_1}/I_{\lambda_2})$ от θ Родионов назвал эффектом аномальной прозрачности [116], который, по его мнению, обусловлен особенностями спектральной прозрачности аэрозольного слоя атмосферы при низком солнце.

Следует отметить, что в 1929 г. Гетц [39, 123] открыл другой эффект — эффект обращения. Эффект обращения, в отличие от ЭМРА и связанного с ним эффекта аномальной прозрачности, наблюдается при измерении рассеянного излучения от участка неба вблизи зенита (при этом прибор наводится не на солнце, а на зенит неба), и вызывается другой физической причиной — одно-

кратно рассеянным солнечным излучением в атмосфере, в то время как ЭМРА вызывается многократно рассеянным солнечным излучением, идущим от участка атмосферы вблизи горизонта.

Теория ЭМРА и связанного с ним эффекта аномальной прозрачности была разработана [37, 122] через 24 года после появления первой работы Родионова [121], в которой была описана наблюдаемая экспериментально картина ЭМРА.

Теоретическая зависимость между величинами I_λ и m определяется формулой Бугера (2.13). Из формулы (2.13) следует, что при постоянстве X и δ_λ в период наблюдений между величинами $\lg I_\lambda$ и m существует, как уже говорилось, линейная зависимость

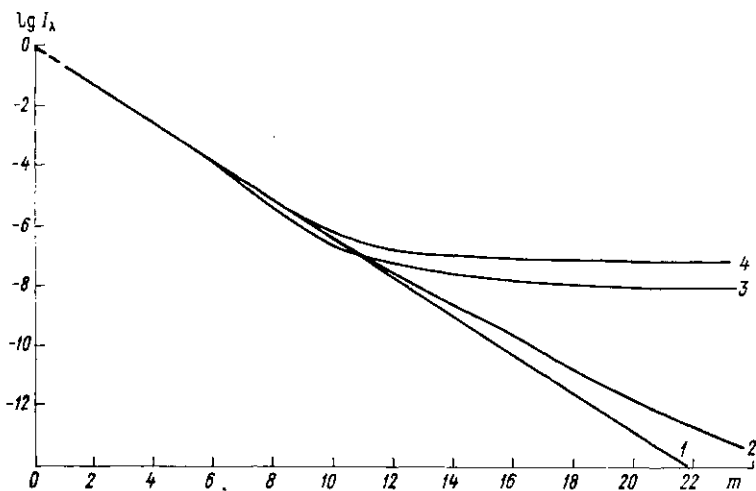


Рис. 3.13. Зависимость $\lg I_\lambda$ от оптической массы.

1 — прямая Бугера, соответствующая кривой 2; 2 — по формуле (2.36) при $\lambda=312$ нм, $X=0.3$ атм-см, $\delta_\lambda=0$, $y_1=0$; 3 — по экспериментальным данным Делунси [162], $\lambda=311.4$, $\omega=35'$; 4 — теоретический расчет по модели Гуцина, $\lambda=312$ нм, $\omega=2^\circ$.

(рис. 3.13, прямая 1). Если принять во внимание различия между величинами m , μ , m_1 и построить кривую зависимости $\lg I_\lambda$ от m с учетом этих различий (по формуле (2.36)), то получим кривую 2 на рис. 3.13. Расхождения между прямой 1 и кривой 2, построенной с помощью формулы (2.36), сравнительно незначительны и при $m > 10$ заметно меньше, чем между экспериментальной кривой 3, полученной Делунси [162] для близкой длины волны и прямой 1.

Явное отклонение от закона Бугера, которое отмечается на рис. 3.13 (кривая 3) при $m > 10$, следует объяснить наличием добавочного излучения с длиной волны λ , попадающего в спектрофотометрический прибор из пределов его телесного угла. Источником такого добавочного излучения является, как это будет показано в разделе 3.3.3, рассеянное излучение той части атмо-

сферы, которая находится внутри упомянутого телесного угла, пронизывающего всю атмосферу, с осью, направленной на центр солнечного диска.

Явление отклонения экспериментальных кривых $I_g I_\lambda$ от бугеровских прямых (например, кривой 3 от прямой 1 на рис. 3.13 или любой кривой на рис. 3.15 от соответствующей бугеровской прямой) называется эффектом многократного рассеяния УФ излучения в атмосфере.

Известно, что в атмосфере (например, в сумерках [123]) имеют место эффекты многократного рассеяния. Однако пока невозможно с достаточной точностью экспериментальным путем отделить прямое или однократно рассеянное солнечное излучение от многократно рассеянного излучения в атмосфере. Такое отделение приближенным способом производится, в частности, с помощью расчетов [123]. При наблюдении ЭМРА отделение многократно рассеянного излучения от прямого солнечного излучения производится простым и наглядным способом. Эффект многократного рассеяния ультрафиолетового излучения в атмосфере представляет исследователям возможность по экспериментальным данным определить в абсолютных значениях многократно рассеянную радиацию в зависимости от высоты солнца, длины волны, телесного угла и атмосферной мутности, используя для этого разность между экспериментальной и теоретической ординатами (рис. 3.13, кривые 3 и 2).

Особенность наблюдений за ЭМРА заключается в том, что эти наблюдения, как правило, производят при высокой прозрачности атмосферы. В условиях высокой прозрачности атмосферы, характеризующейся высокой оптической стабильностью, ЭМРА наблюдается достаточно отчетливо, что весьма важно для анализа полученных результатов.

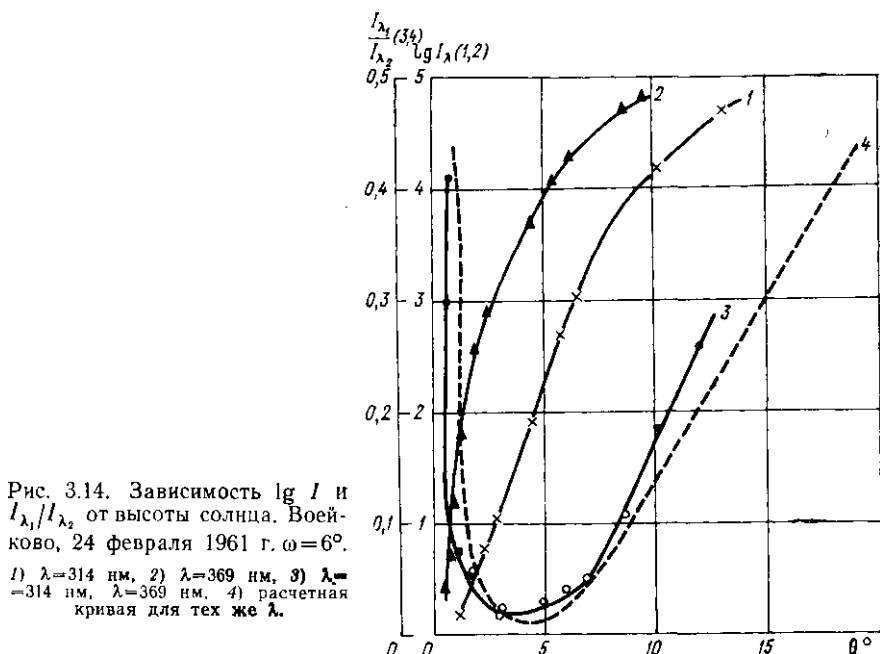
Эффект многократного рассеяния, подобный ЭМРА, может наблюдаться при большой мутности атмосферы в видимой области спектра, где при высокой прозрачности он не наблюдается. При этом большой помехой наблюдениям становится оптическая неустойчивость атмосферы. В УФ области спектра, где ослабление радиации определяется в основном атмосферным озоном, ЭМРА в пределах тропосферы и при отсутствии облачности наблюдается всегда и повсеместно.

3.3.2. Экспериментальные данные, подтверждающие ЭМРА

После работ С. Ф. Родионова [116, 121, 125], в результате анализа которых удалось обнаружить ЭМРА, появился ряд новых работ, в которых был подтвержден рассматриваемый эффект. В 1961 г. Г. П. Гущин в Воейково неоднократно наблюдал ЭМРА с помощью прибора М-83 со светофильтрами. В качестве примера в работе [39] был опубликован рис. 3.14, на котором изображен результат таких наблюдений. Кривые 1 и 2 на рисунке, относящиеся к длинам волн 314 и 369 нм, показывают обратный наклон,

характерный для ЭМРА (наклон кривой 2 больше, чем наклон кривой 1).

Наиболее отчетливо ЭМРА по экспериментальным данным обнаруживается в том случае, когда эти данные представляют в координатах $\lg I_\lambda$ и m , с одновременным нанесением на рисунке теоретической бугеровской прямой, соответствующей идеальному случаю отсутствия помехи от рассеянного излучения атмосферы в телесном угле спектрофотометрического прибора, подобно той,



которая показана на рис. 3.13 (прямая 1). Впервые указанное изображение ЭМРА было приведено в работе Г. П. Гущина в 1968 г. [43], а затем в работах Л. А. Егоровой и др. в 1977 г. [74] и В. Е. Павлова в 1978 г. [102].

На рис. 3.15 показан ЭМРА в координатах $\lg I_\lambda$ и m по данным наблюдений С. Ф. Родионова и его сотрудников [121] на Эльбрусе в 1937 г. с использованием квазимонохроматического излучения (под квазимонохроматическим излучением здесь понимается излучение в узком участке спектра шириной 0,5—5 нм). Из рис. 3.15 видно, что кривые ЭМРА заметно зависят от длины волны. Чем короче длина волны, тем меньше оптическая масса, при которой начинает наблюдаться ЭМРА.

С. Ф. Родионов в своих работах не указал величину предельного угла прибора ω , которую он использовал в 1936—1937 гг. на Эльбрусе. Судя по тому, что он применял линзовый конденсор для фокусировки изображения солнца на входную щель монохрома-

тора, можно предположить, что с учетом ширины щели предельный угол его прибора был равен примерно $30'$. В 1962 г. на Эльбрусе С. Ф. Родионов и Б. Н. Мовчан [119] наблюдали ЭМРА в квазимонохроматическом свете при $\lambda_1 = 313,5$ нм, $\lambda_2 = 329$ нм и $\omega = 5'$ (рис. 3.16). Несмотря на столь малый предельный угол прибора ЭМРА отчетливо наблюдался при $m > 15$. Заметим, что в первом случае (рис. 3.15) для длины волны $\lambda = 312,5$ нм начало ЭМРА было обнаружено при $m = 6$, во втором случае (рис. 3.16) для близкой длины волны $\lambda = 313,5$ нм начало ЭМДА было обна-

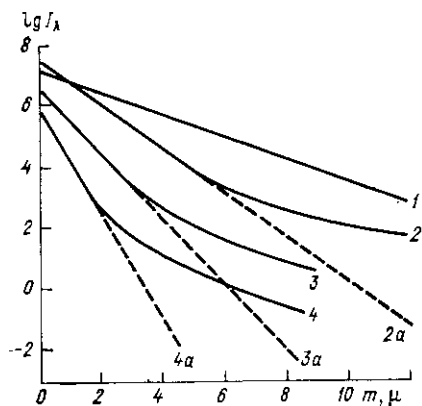


Рис. 3.15. ЭМРА по данным С. Ф. Родионова [116, 121]. Эльбрус ($h = 4250$ м), 1937 г.

1) $\lambda = 326$ нм, 2 и 2а) $\lambda = 312,5$ нм, 3 и 3а) $\lambda = 302,1$ нм, 4 и 4а) $\lambda = 295$ нм. 2а, 3а и 4а — прямые Бугера; кривые 3 и 4 построены в зависимости от озонной массы μ .

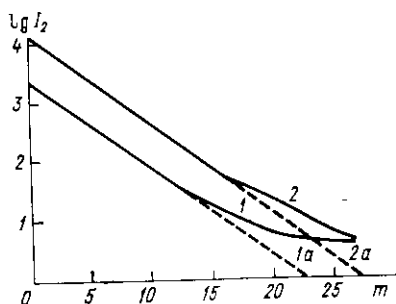


Рис. 3.16. ЭМРА по экспериментальным данным С. Ф. Родионова и Б. Н. Мовчана [119]. Эльбрус ($h = 4250$ м), 1962 г. $\omega = 5'$.

1 и 1а) $\lambda_1 = 313,5$ нм; 2 и 2а) $\lambda_2 = 329$ нм.

ружено при $m = 13$. Здесь, помимо прочего, сказалась зависимость ЭМРА от предельного угла прибора. Чем меньше ω , тем при большей оптической массе начинает обнаруживаться эффект. Указанная закономерность отмечалась и в других случаях наблюдения за ЭМРА.

В США в 1975 г. ЭМРА в квазимонохроматическом излучении наблюдал Делуиси [162]. На рис. 3.17 показаны результаты наблюдений Делуиси для разных длин волн. Из рис. 3.17 следует, что имеется отмеченная раньше заметная зависимость начала ЭМРА от длины волны: чем короче λ , тем меньше m , при котором начинается эффект.

В 1977 г. Л. А. Егорова и др. [74] наблюдали ЭМРА для квазимонохроматической радиации с длиной волны 337 нм (рис. 3.18).

Наблюдения за ЭМРА проводились также и более широкополосными приборами, выделяющими участки спектра около 20 нм [39, 43, 117]. В этом случае на результатах наблюдений сказывался эффект Форбса. Однако, учитывая, что ЭМРА обусловли-

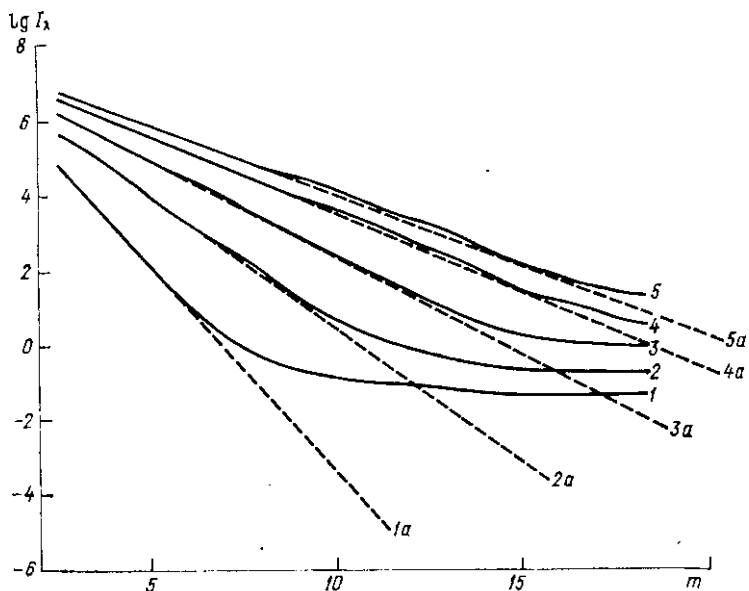


Рис. 3.17. ЭМРА по экспериментальным данным Делунси, 1975 г. [162] $\omega=35'$.
 1) $\lambda=305,5$ нм; 2) $\lambda=311,4$ нм; 3) $\lambda=317,6$ нм; 4) $\lambda=325,4$ нм; 5) $\lambda=332,3$ нм, 1 а, 2 а, 3 а, 4 а и 5 а — соответствующие прямые Бугера.

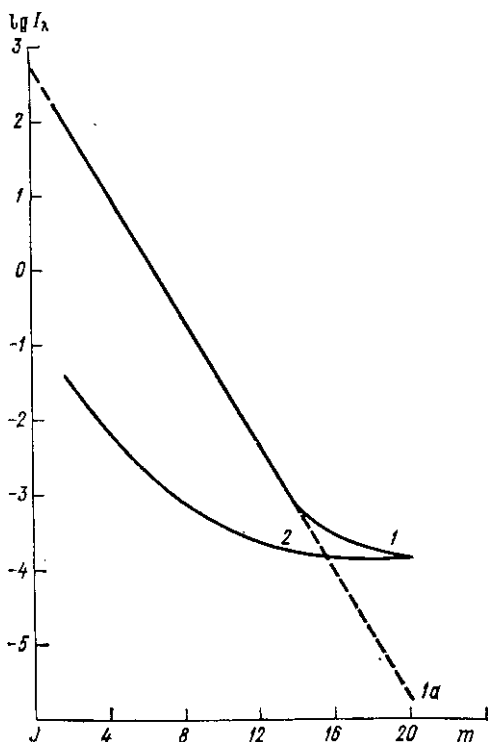


Рис. 3.18. ЭМРА по экспериментальным данным для $\lambda=337$ нм [74].

1 — прямое солнечное излучение, 1 а — прямая Бугера, 2 — рассеянное излучение неба из угла прибора $\omega=5'$.

вает значительное увеличение отклонения экспериментальной кривой I_λ от бугеровской прямой (рис. 3.13—3.17), достигающего нескольких порядков (что значительно больше отклонения, вызываемого эффектом Форбса (см. рис. 3.3), обнаружение этого эф-

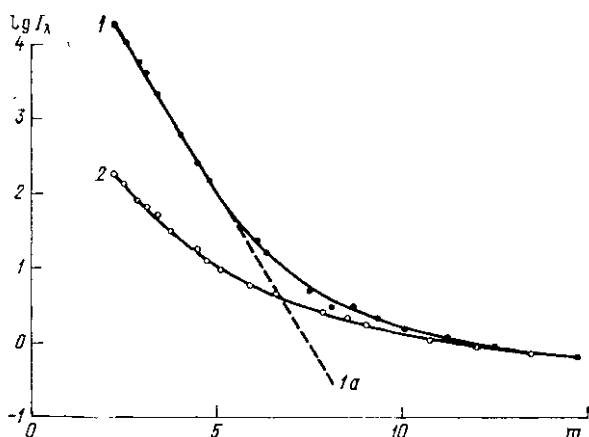


Рис. 3.19. ЭМРА по экспериментальным данным. Карадаг (Крым), 18 сентября 1966 г. $\lambda=314$ нм, $\omega=6^\circ$.

1 — прямое солнечное излучение, 2 — рассеянное излучение неба из телесного угла прибора, 1а — прямая Бугера.

фекта с помощью широкополосной аппаратуры можно производить достаточно отчетливо. В качестве примера приводятся рис. 3.19 и 3.20 [43], которые относятся к 1966 г., с изображением

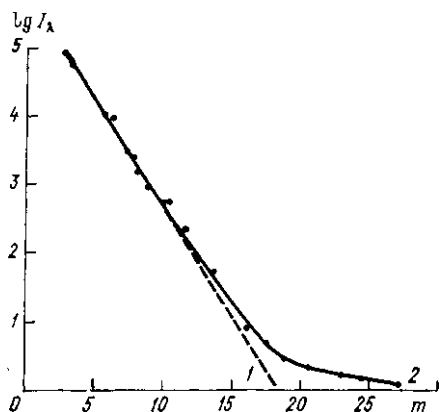


Рис. 3.20. ЭМРА по экспериментальным данным. Карадаг (Крым), 22 сентября 1966 г. $\lambda=369$ нм, $\omega=6^\circ$.

1 — данные наблюдений, 2 — прямая Бугера.

ЭМРА для разных длин волн. На рис. 3.19 кривая 2 соответствует величине $\lg I_\lambda$ для рассеянного излучения от участка неба вблизи диска солнца в пределах телесного угла прибора. Измерение рассеянного излучения в этом случае производилось путем отведения главной оси прибора от центра солнечного диска к востоку

на 5° по альмукантарату с целью исключения попадания в прибор прямого солнечного излучения. Подобное изображение величины $\lg I_\lambda$ для рассеянного излучения приведено на рис. 3.18 (кривая 3). Из рис. 3.18 и 3.19 следует, что при увеличении оптических масс атмосферы величины $\lg I_\lambda$ для прямого и рассеянного солнечного излучения сближаются между собой и при некотором m равны друг другу (соответственно при $m = 20$ и $m = 15$). Ход кривых на рис. 3.18 и 3.19 указывает на значительный вклад рассеянного излучения атмосферы при низком солнце в суммарное УФ излучение, регистрируемое прибором, направленным на солнце.

Пример наблюдений за ЭМРА [43] для относительно длинноволновой УФ радиации показан на рис. 3.20, из которого видно, что этот эффект наступает в этом случае при $m > 13$.

Из приведенных выше примеров наблюдений за ЭМРА (рис. 3.14—3.20), полученных разными авторами в разное время и в различных местах, следует, что при низком солнце на результаты измерений прошедшего через атмосферу прямого солнечного излучения в УФ области спектра накладывается значительная помеха, создаваемая рассеянным солнечным излучением. Указанная помеха наблюдается в разных условиях прозрачности атмосферы (в том числе и при высокой прозрачности), и тем больше, чем короче длина волны, больше телесный угол измерительного прибора и больше оптическая масса атмосферы.

3.3.3. Теория ЭМРА

Модель Гущина [37, 39, 43]. Впервые теоретические модели ЭМРА и связанного с ним эффекта аномальной прозрачности были разработаны в 1961 г. независимо друг от друга Г. П. Гущиным [37] (работа [37] поступила в редакцию Изв. АН СССР 3 ноября 1961 г.) и Г. В. Розенбергом [122] (работа [122] поступила в редакцию ДАН СССР 26 февраля 1962 г.).

Модель Гущина включает следующие основные положения:

1) атмосферу начиная с уровня моря разбивают на 50 граничащих друг с другом сферических слоев каждый толщиной 1 км (в первом варианте модели толщина слоев была 5 км);

2) в каждом слое учитывают молекулярное рассеяние и озонное поглощение; аэрозольное рассеяние и поглощение не учитывают;

3) индикатрису рассеяния считают сферической;

4) учитывают кратность рассеяния;

5) задают граничные условия: а) при $m = 0$ (что соответствует условиям вне атмосферы) величины рассеянного излучения, попадающего в прибор, $D_\lambda = 0$; б) при $m = \infty$ (что соответствует условиям непрозрачной атмосферы) $D_\lambda = 0$.

Расчет однократно рассеянного излучения по модели Гущина подробно описан в работах [37, 39]. Схема, поясняющая этот расчет, показана на рис. 3.21. Расчет сводится к следующему.

ослабления аэрозоля на высоте h ; H — высота верхней границы атмосферы, а остальные обозначения обычные.

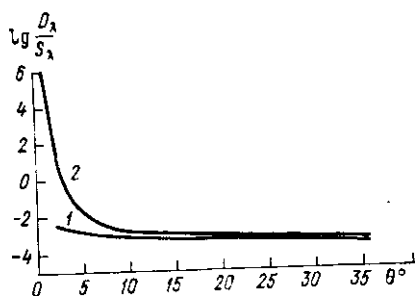
Интегрируя выражение (3.16) в пределах от 0 до H , получим величину однократно рассеянной радиации

$$D'_\lambda(\theta) = S_{\lambda 0} \cdot 10^{-\int_0^H \left(\alpha_{\lambda} \rho_{sh} + \frac{\beta_{\lambda} \rho_{sh}}{H_0 \rho_0} + \gamma_{\lambda h} \right) \operatorname{cosec} \theta_h dh} \times \\ \times \int_0^H a_{\lambda h} \operatorname{cosec} \theta_h dh \omega_1, \quad (3.18)$$

где ω_1 в стерadianах.

Рис. 3.22. Теоретическое значение логарифма отношения рассеянного излучения атмосферы D_λ к прямому солнечному излучению S_λ в зависимости от высоты солнца при $\lambda = 320$ нм, $\omega = 2^\circ$. Теоретический расчет по модели Гущина.

1 — однократно рассеянное излучение, 2 — однократно плюс двукратно рассеянное излучение.



Два первых множителя в правой части выражения (3.18) представляют собой прямую солнечную радиацию S_λ , падающую на входной зрачок прибора. Отсюда следует, что третий множитель представляет собой отношение величин однократно рассеянной солнечной радиации к прямой солнечной радиации, т. е.

$$\frac{D'_\lambda(\theta)}{S_\lambda(\theta)} = \int_0^H a_{\lambda h} \operatorname{cosec} \theta_h dh \omega_1. \quad (3.19)$$

Величина логарифма отношения (3.19) в зависимости от высоты солнца при $\omega_1 = 0,001$ ср (2°), вычисленная теоретически, приведена на рис. 3.22 (кривая 1). Как видно из рис. 3.22, имеется сравнительно небольшая зависимость величины (3.19) от высоты солнца, а сам логарифм отношения не превышает -2 (т. е. отношение (3.19) не превышает 0,01).

В работе [39] приводятся примеры расчетов величины (3.19) для разных λ , θ и ω_1 , а также с учетом атмосферного аэрозоля. Из этих расчетов следует, что однократно рассеянное излучение не ответственно за возникновение ЭМРА. Этот вывод подтверждают простые физические соображения, заключающиеся в том, что однократно рассеянное излучение, поступающее в прибор, на-

веденный на солнечный диск, собирается только из пределов его телесного угла, который может быть достаточно малым. В то же время рассматриваемые здесь эффекты уверенно наблюдаются с помощью приборов с очень малыми телесными углами, что позволяет считать, что эти эффекты не вызываются однократным рассеянием.

Помимо прямого и однократно рассеянного излучения в оптический прибор, наведенный на внеземной источник излучения, попадает двукратно рассеянное излучение. При этом первый акт

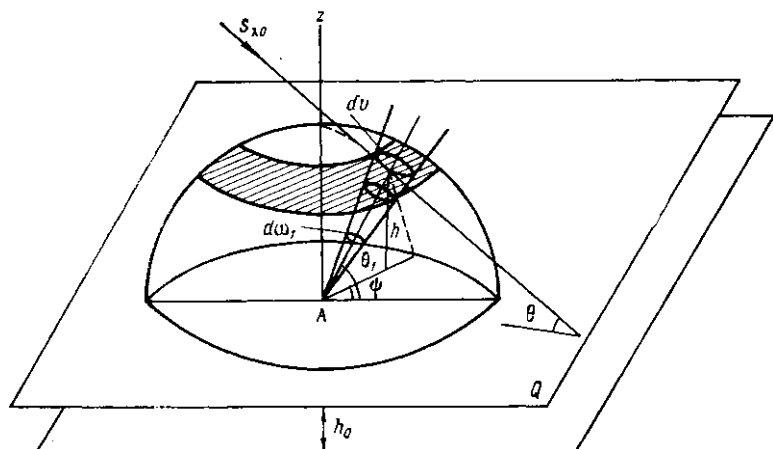


Рис. 3.23. Схема, поясняющая вывод формулы (3.31).

рассеяния происходит в атмосфере вне телесного угла прибора, а второй акт рассеяния — внутри этого угла.

При выводе выражения, пригодного для расчета двукратно рассеянного излучения, сначала находят формулу для однократно рассеянного солнечного излучения, падающего от полусферы на горизонтальную площадку, находящуюся на некоторой высоте над уровнем моря.

Вывод формулы для однократно рассеянного излучения в атмосфере, падающего на горизонтальную поверхность, следует из рис. 3.23. На рисунке точка A — место наблюдателя, находящегося на высоте h_0 над уровнем моря; $S_{\lambda 0}$ — солнечный луч; dv — рассеивающий объем на высоте h ; θ_1 — угловая высота объема dv ; θ — угловая высота диска солнца; Q — горизонтальная плоскость; z — прямая, направленная на зенит. Поток прямого солнечного излучения на объем dv будет равен

$$S_{\lambda} = S_{\lambda 0} \cdot 10^{-\int_h^H \left(\alpha_{\lambda} \rho_{3h} + \frac{\beta_{\lambda} \rho_h}{H_0 \rho_0} \right) \operatorname{cosec} \theta \, dh} \quad (3.20)$$

Часть излучения S_λ будет рассеяна объемом dv в направлении φ к точке A . Поток этого рассеянного излучения в точке A будет равен

$$dD'_\lambda = \frac{\beta_{\lambda h}^\varphi S_\lambda(\theta, h) dv}{l^2} 10^{-\int_{h_0}^h \left(\alpha_\lambda \rho_{zh} + \frac{\beta_\lambda \rho_h}{H_0 \rho_0} \right) \operatorname{cosec} \theta_1 dh}, \quad (3.21)$$

где $\beta_{\lambda h}^\varphi$ — коэффициент рассеяния в релеевской атмосфере.

Учитывая, что

$$dv = l^2 d\omega_1 dl, \quad (3.22)$$

$$dl = \operatorname{cosec} \theta_1 dh, \quad (3.23)$$

получим

$$dD'_\lambda = \beta_{\lambda h}^\varphi S_\lambda(\theta, h) \operatorname{cosec} \theta_1 d\omega_1 dh \cdot 10^{-\int_{h_0}^h \left(\alpha_\lambda \rho_{zh} + \frac{\beta_\lambda \rho_h}{H_0 \rho_0} \right) \operatorname{cosec} \theta_1 dh}. \quad (3.24)$$

Интегрируя выражение (3.24) по h от h_0 до H при постоянных θ_1 , θ и φ (т. е. вдоль оси телесного угла), получим весь поток однократно рассеянного излучения, приходящего в точку A из малого телесного угла $d\omega_1$:

$$D'_\lambda = 2,3 \frac{3\beta_\lambda S_{\lambda 0} B_\lambda d\omega_1}{16\pi H_0 \rho_0} (1 + \cos^2 \varphi), \quad (3.25)$$

где

$$B_\lambda = \int_{h_0}^H \rho_h \left[10^{-\int_{h_0}^h \left(\alpha_\lambda \rho_{zh} + \frac{\beta_\lambda \rho_h}{H_0 \rho_0} \right) \operatorname{cosec} \theta_1 dh} \times \right. \\ \left. \times 10^{-\int_h^H \left(\alpha_\lambda \rho_{zh} + \frac{\beta_\lambda \rho_h}{H_0 \rho_0} \right) \operatorname{cosec} \theta dh} \right] \operatorname{cosec} \theta_1 dh. \quad (3.26)$$

Чтобы подсчитать поток однократно рассеянного излучения от полусферы, нужно сначала найти выражение для потока рассеянного излучения от сферической зоны с угловой шириной $d\theta$, который мы обозначим $D'_{\lambda \text{зон}}$. Обозначив через ψ азимут рассеивающего объема и учитывая, что

$$\cos \varphi = \sin \theta_1 \sin \theta + \cos \theta_1 \cos \theta \cos \psi; \quad (3.27)$$

$$d\omega_1 = \cos \theta_1 d\theta_1 d\psi, \quad (3.28)$$

в результате интегрирования выражения (3.25) по ψ от 0 до 2π получим выражение для потока рассеянного излучения от сферической зоны на перпендикулярную к оси телесного угла площадку

$$D'_{\lambda \text{ зон}} = 2,3 \frac{3\beta_{\lambda} S_{\lambda 0} B_{\lambda}}{16\pi H_{0\rho 0}} \int_0^{2\pi} (1 + \sin^2 \theta_1 \sin^2 \theta + \\ + 2 \sin \theta_1 \sin \theta \cos \theta_1 \cos \theta \cos \psi + \cos^2 \theta \cos^2 \theta_1 \cos^2 \psi) \cos \theta_1 d\theta_1 d\psi = \\ = 2,3 \frac{3\beta_{\lambda} S_{\lambda 0} B_{\lambda}}{16H_{0\rho 0}} (2 + 2 \sin^2 \theta_1 \sin^2 \theta + \cos^2 \theta_1 \cos^2 \theta) \cos \theta_1 d\theta_1. \quad (3.29)$$

На горизонтальную площадку, расположенную на высоте h_0 , поток рассеянного излучения от сферической зоны будет равен

$$D'_{\lambda \text{ зон. гор}} = 2,3 \frac{3\beta_{\lambda} S_{\lambda 0} B_{\lambda}}{16H_{0\rho 0}} (2 + 2 \sin^2 \theta_1 \sin^2 \theta + \\ + \cos^2 \theta_1 \cos^2 \theta) \cos \theta_1 \sin \theta_1 d\theta_1. \quad (3.30)$$

Чтобы получить поток рассеянного излучения от полусферы на горизонтальную площадку, находящуюся на высоте h_0 , нужно выражение (3.30) проинтегрировать по θ_1 от 0 до $\pi/2$. В результате интегрирования получим

$$D'_{\lambda p} = 2,3 \frac{3\beta_{\lambda} S_{\lambda 0}}{16H_{0\rho 0}} \int_0^{\pi/2} B (2 + 2 \sin^2 \theta_1 \sin^2 \theta + \\ + \cos^2 \theta_1 \cos^2 \theta) \cos \theta_1 \sin \theta_1 d\theta_1. \quad (3.31)$$

С помощью выражения (3.31) рассчитывается поток двукратно рассеянного излучения, падающего в измерительный прибор из пределов его телесного угла ω_1 .

Схема расчета величины двукратно рассеянной радиации D''_{λ} показана на рис. 3.21. На элемент объема dv , расположенный на высоте h_0 , падает вертикально вниз однократно рассеянное излучение $D'_{\lambda p}$. В результате рассеяния в объеме dv часть двукратно рассеянного излучения попадает в прибор, расположенный в точке A . Энергетическая освещенность в точке A , создаваемая потоком двукратно рассеянного излучения от элемента объема dv , будет равна (в предположении, что индикатриса рассеяния сферическая)

$$dD''_{\lambda} = \frac{3\beta_{\lambda} \rho_h dv}{16\pi H_{0\rho 0} l^2} D'_{\lambda p} \operatorname{cosec} \theta_h 10^{-\int_0^{h_0} \left(\alpha_{\lambda \rho_{3h}} + \frac{\beta_{\lambda \rho_h}}{H_{0\rho 0}} \right) \operatorname{cosec} \theta_h dh}. \quad (3.32)$$

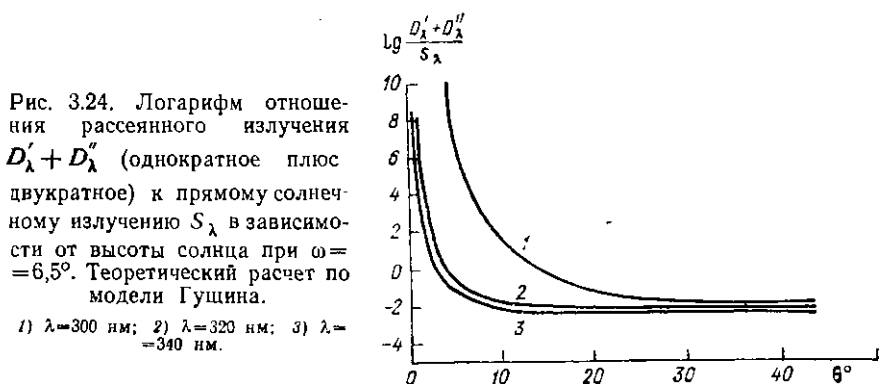
Полную энергетическую освещенность, создаваемую двукратно рассеянным излучением с длиной волны λ , поступающим в точку A из телесного угла ω_1 (на поверхность, перпендикулярную к оси

прибора), получим путем интегрирования выражения (3.32) по h от 0 до H (предварительно заменив переменную l на h_0):

$$D_{\lambda}'' = 2,3 \frac{3\beta_{\lambda}}{16\pi H_0 \rho_0} \int_0^H \rho_h D'_{\lambda\rho} 10^{-\int_0^{h_0} \left(\alpha_{\lambda} \rho_{3h} + \frac{\beta_{\lambda} \rho_h}{H_0 \rho_0} \right) \operatorname{cosec} \theta_h dh} \times \\ \times \operatorname{cosec} \theta_h dh \omega_1. \quad (3.33)$$

Аналогичным образом рассчитывается величина D_{λ}'' при учете потока однократно рассеянного излучения, падающего на объем dv снизу вверх. В первом приближении можно считать, что этот поток будет равен величине $D'_{\lambda\rho}$.

Результаты расчета двукратно рассеянного излучения D_{λ}'' по указанной методике приводятся в табл. 3.6. В таблице, кроме



того, приведены значения прямого солнечного излучения S_{λ} на перпендикулярную к лучу поверхность. Сравнение величин D''_{λ} и S_{λ} показало, что при низком положении солнца над горизонтом значения D''_{λ} близки или превышают соответствующие значения S_{λ} , причем равенство их наступает тем раньше при уменьшении высоты солнца, чем меньше λ .

Величина $\lg(D''_{\lambda}/S_{\lambda})$ при низком солнце значительно превышает величину $\lg(D'_{\lambda}/S_{\lambda})$ что видно из примера, приведенного на рис. 3.22. Это свидетельствует о том, что основной вклад в помеху, вызывающую ЭМРА, вносит не однократно рассеянное излучение, а двукратно рассеянное излучение, попадающее в прибор из атмосферы из пределов его телесного угла. Значение отношения $D''_{\lambda}/S_{\lambda}$ или отношения $(D'_{\lambda} + D''_{\lambda})/S_{\lambda}$ существенно зависит от длины волны, в особенности в озоновой области спектра ($290 \text{ нм} < \lambda < 330 \text{ нм}$).

На рис. 3.24 приведен график зависимости величины $\lg[(D'_{\lambda} + D''_{\lambda})/S_{\lambda}]$, рассчитанной по рассматриваемой модели, от θ

Двукратно рассеянное излучение D''_{λ} ВТ·см⁻²·мкм⁻¹·10⁻²_{ср} и прямое солнечное излучение S_{λ} ВТ·см⁻²·мкм⁻¹ в зависимости от высоты солнца и длины волны

θ°	D''_{λ}	S_{λ}	D''_{λ}	S_{λ}	D''_{λ}	S_{λ}
	λ, нм					
	295		300		302	
1	1,142 (-10)	—	1,454 (-8)	—	6,504 (-8)	—
2	1,486 (-10)	—	1,853 (-8)	—	8,038 (-8)	—
3	2,196 (-10)	—	2,532 (-8)	—	1,054 (-7)	8,320 (-19)
4	3,344 (-10)	—	3,444 (-8)	3,640 (-19)	1,378 (-7)	3,546 (-16)
5	4,880 (-10)	—	4,506 (-8)	8,326 (-17)	1,747 (-7)	3,719 (-14)
6	6,704 (-10)	—	5,654 (-8)	6,232 (-15)	2,144 (-7)	1,449 (-12)
8	1,087 (-9)	7,523 (-20)	8,114 (-8)	3,501 (-12)	3,024 (-12)	2,985 (-10)
10	1,543 (-9)	1,036 (-16)	1,085 (-7)	2,719 (-10)	4,098 (-7)	1,132 (-8)
12	2,028 (-9)	1,985 (-14)	1,414 (-7)	6,260 (-9)	5,544 (-7)	1,539 (-7)
15	2,834 (-9)	5,263 (-12)	2,130 (-7)	1,712 (-7)	8,990 (-7)	2,393 (-6)
20	4,678 (-9)	1,838 (-9)	4,664 (-7)	5,414 (-6)	2,048 (-6)	4,169 (-5)
25	8,598 (-9)	6,743 (-8)	1,031 (-6)	4,498 (-5)	4,158 (-6)	2,395 (-4)
30	1,888 (-8)	7,502 (-7)	2,022 (-6)	1,849 (-4)	7,220 (-6)	7,692 (-4)
40	9,054 (-8)	1,459 (-5)	5,236 (-6)	1,052 (-3)	1,516 (-5)	3,228 (-3)
50	2,770 (-7)	7,875 (-5)	9,394 (-6)	2,824 (-3)	2,364 (-5)	7,283 (-3)
60	5,718 (-7)	2,172 (-4)	1,353 (-5)	5,115 (-3)	3,110 (-5)	1,183 (-2)
90	1,239 (-6)	5,432 (-4)	1,985 (-5)	8,355 (-3)	4,146 (-5)	1,749 (-2)

θ°	λ, нм					
	305,5		311,4		314	
1	5,902 (-7)	—	7,584 (-6)	2,297 (-16)	1,749 (-5)	5,962 (-15)
2	6,990 (-7)	2,093 (-17)	8,798 (-6)	8,826 (-13)	2,024 (-5)	1,406 (-11)
3	8,716 (-7)	1,777 (-14)	1,078 (-5)	1,877 (-10)	2,470 (-5)	2,043 (-9)
4	1,092 (-6)	2,315 (-12)	1,342 (-5)	7,798 (-9)	3,060 (-5)	6,261 (-8)
5	1,349 (-6)	8,979 (-11)	1,669 (-5)	1,180 (-5)	3,772 (-5)	7,411 (-7)
6	1,643 (-6)	1,526 (-9)	2,060 (-5)	9,236 (-7)	4,594 (-5)	4,746 (-6)
8	2,384 (-6)	8,813 (-8)	3,038 (-5)	1,643 (-5)	6,520 (-5)	6,249 (-5)
10	3,444 (-6)	1,352 (-6)	4,262 (-5)	1,097 (-4)	8,712 (-5)	3,380 (-4)
12	4,950 (-6)	9,448 (-6)	5,672 (-5)	4,171 (-4)	1,103 (-4)	1,102 (-3)
15	8,242 (-6)	7,213 (-5)	7,982 (-5)	1,664 (-3)	1,447 (-4)	3,735 (-3)
20	1,650 (-5)	5,929 (-4)	1,184 (-4)	6,899 (-3)	1,956 (-4)	1,305 (-2)
25	2,728 (-5)	2,141 (-3)	1,524 (-4)	1,634 (-2)	2,354 (-4)	2,783 (-2)
30	3,912 (-5)	5,038 (-3)	1,802 (-4)	2,900 (-2)	2,650 (-4)	4,601 (-2)
40	6,200 (-5)	1,441 (-2)	2,194 (-4)	5,855 (-2)	3,024 (-4)	8,518 (-2)
50	8,086 (-5)	2,613 (-2)	2,436 (-4)	8,712 (-2)	3,224 (-4)	1,206 (-1)
60	9,498 (-5)	3,739 (-2)	2,584 (-4)	1,107 (-1)	2,338 (-4)	1,487 (-1)
90	1,122 (-4)	4,832 (-2)	2,742 (-4)	1,276 (-1)	3,448 (-4)	1,669 (-1)

θ°	λ нм					
	317,6		320		325,4	
1	4,818 (—5)	2,290 (—13)	7,542 (—5)	1,183 (—12)	1,601 (—4)	2,434 (—11)
2	5,532 (—5)	3,019 (—10)	8,616 (—5)	1,169 (—9)	1,815 (—4)	1,343 (—8)
3	6,658 (—5)	2,825 (—8)	1,028 (—4)	8,885 (—8)	2,132 (—4)	6,851 (—7)
4	8,078 (—5)	6,120 (—7)	1,231 (—4)	1,645 (—6)	2,494 (—4)	9,488 (—6)
5	9,692 (—5)	5,492 (—6)	1,454 (—4)	1,306 (—5)	2,866 (—4)	6,050 (—5)
6	1,144 (—4)	2,812 (—5)	1,687 (—4)	6,070 (—5)	3,230 (—4)	2,370 (—4)
8	1,512 (—4)	2,652 (—4)	4,966 (—4)	3,898 (—4)	3,898 (—4)	1,517 (—3)
10	1,880 (—4)	1,137 (—3)	2,596 (—4)	1,930 (—3)	4,468 (—4)	4,994 (—3)
12	2,228 (—4)	3,133 (—3)	2,992 (—4)	4,957 (—3)	4,934 (—4)	1,139 (—2)
15	2,688 (—4)	8,877 (—3)	3,488 (—4)	1,304 (—2)	5,458 (—4)	2,647 (—2)
20	3,270 (—4)	2,572 (—2)	4,068 (—4)	3,495 (—2)	5,970 (—4)	6,239 (—2)
25	3,654 (—4)	4,885 (—2)	4,414 (—4)	6,331 (—2)	6,198 (—4)	1,045 (—1)
30	3,898 (—4)	7,478 (—2)	4,610 (—4)	9,389 (—2)	6,266 (—4)	1,470 (—1)
40	4,142 (—4)	1,259 (—1)	4,766 (—4)	1,520 (—1)	6,206 (—4)	2,232 (—1)
50	4,232 (—4)	1,689 (—1)	4,788 (—4)	1,995 (—1)	6,074 (—4)	2,824 (—1)
60	4,266 (—4)	2,016 (—1)	4,774 (—4)	2,350 (—1)	5,956 (—4)	3,255 (—1)
90	4,282 (—4)	2,199 (—1)	4,738 (—4)	2,534 (—1)	5,804 (—4)	3,454 (—1)

θ°	λ нм					
	332,3		368		400	
1	2,862 (—4)	4,358 (—10)	4,762 (—4)	1,070 (—6)	6,350 (—4)	8,371 (—5)
2	3,224 (—4)	1,302 (—7)	5,464 (—4)	4,324 (—5)	7,364 (—4)	1,119 (—3)
3	3,732 (—4)	4,423 (—6)	6,230 (—4)	4,231 (—4)	8,128 (—4)	5,534 (—3)
4	4,270 (—4)	4,594 (—5)	6,852 (—4)	1,914 (—3)	8,586 (—4)	1,594 (—2)
5	4,778 (—4)	2,368 (—4)	7,328 (—4)	5,492 (—3)	8,840 (—4)	3,337 (—2)
6	5,240 (—4)	7,881 (—4)	7,684 (—4)	1,187 (—2)	8,954 (—4)	5,728 (—2)
8	6,012 (—4)	4,006 (—3)	8,120 (—4)	3,359 (—2)	8,918 (—4)	1,187 (—1)
10	6,598 (—4)	1,132 (—2)	8,294 (—4)	6,513 (—2)	8,684 (—4)	1,889 (—1)
12	7,024 (—4)	2,316 (—2)	8,304 (—4)	1,028 (—1)	8,360 (—4)	2,600 (—1)
15	7,430 (—4)	4,805 (—2)	8,142 (—4)	1,635 (—1)	7,826 (—4)	3,599 (—1)
20	7,698 (—4)	1,008 (—1)	7,674 (—4)	2,616 (—1)	6,984 (—4)	5,005 (—1)
25	7,696 (—4)	1,572 (—1)	7,168 (—4)	3,469 (—1)	6,284 (—4)	6,099 (—1)
30	7,572 (—4)	2,110 (—1)	6,708 (—4)	4,181 (—1)	5,722 (—4)	6,952 (—1)
40	7,228 (—4)	3,023 (—1)	5,980 (—4)	5,252 (—1)	4,918 (—4)	8,157 (—1)
50	6,918 (—4)	3,702 (—1)	5,478 (—4)	5,972 (—1)	4,402 (—4)	8,925 (—1)
60	6,686 (—4)	4,183 (—1)	5,144 (—4)	6,452 (—1)	4,070 (—4)	9,422 (—1)
90	6,416 (—4)	4,381 (—1)	4,780 (—4)	6,634 (—1)	3,718 (—4)	9,608 (—1)

Примечание. Цифры в скобках указывают показатель степени при основании 10.

при разных значениях λ . Как видно, величина $\lg [(D'_\lambda + D''_\lambda)/S_\lambda]$ увеличивается с уменьшением λ , и тем быстрее, чем меньше λ и θ . Указанная закономерность подтверждается экспериментальными данными, приведенными на рис. 3.25, и полученными прибором с предельным углом 4° , который сначала наводили на солнце, а потом на участок неба, центр которого расположен на солнечном альмукантарате на 3° восточнее центра солнечного диска. Выбирали безоблачные дни с высокой прозрачностью атмосферы. Определяли отношение D_λ/Q_λ , где D_λ — рассеянное излучение всех

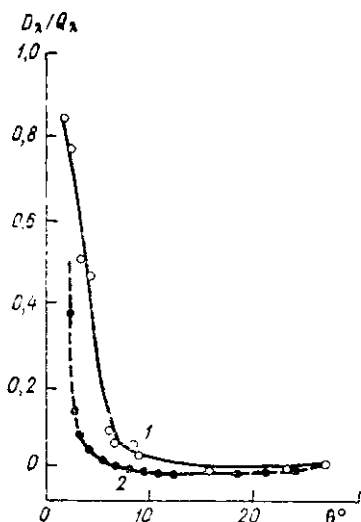


Рис. 3.25. Отношение рассеянного излучения к суммарному излучению (D_λ/Q_λ), измеренных в направлении на солнце (Q_λ) и на угловом расстоянии 3° к востоку от него по альмукантарату (D_λ) в зависимости от его высоты. $\omega = 4^\circ$. Карадагская обсерватория, 18 октября 1966 г.

1) $\lambda = 314$ нм, 2) $\lambda = 369$ нм.

кратностей от участка неба, попадающее в прибор из пределов его телесного угла, Q_λ — суммарное излучение ($Q_\lambda = S_\lambda + D_\lambda$), попадающее в прибор, наведенный на солнце. На рис. 3.25 показаны значения отношения D_λ/Q_λ в зависимости от высоты солнца. Для $\theta > 10^\circ$ указанное отношение не превосходит 0,04, однако для $\theta < 10^\circ$ отношение D_λ/Q_λ быстро увеличивается с уменьшением θ . Это означает, что в УФ области спектра доля рассеянного излучения в суммарном излучении при малых высотах солнца значительно превышает долю прямого солнечного излучения тех же длин волн. Связь между значениями D_λ/S_λ и D_λ/Q_λ , приведенными на рис. 3.22 и 3.25, находится из соотношения

$$\frac{D_\lambda}{Q_\lambda} = \frac{D_\lambda}{S_\lambda + D_\lambda}, \quad (3.34)$$

которое после несложных преобразований принимает вид

$$\frac{D_\lambda}{S_\lambda} = \frac{D_\lambda}{Q_\lambda} \left(\frac{1}{1 - \frac{D_\lambda}{Q_\lambda}} \right). \quad (3.35)$$

Изображение ЭМРА, полученное по рассматриваемой теоретической модели, показано на рис. 3.26. Как видно из рисунка, теоретическое изображение ЭМРА обладает теми же особенностями, что и изображение ЭМРА, полученное по экспериментальным данным (см. рис. 3.15 и 3.17). Отклонение кривых $\lg Q_\lambda$ от прямых Бугера наступает, как и на рис. 3.15 и 3.17, тем раньше, чем меньше λ .

Непосредственное сравнение экспериментальных и теоретических данных ЭМРА для близких длин волн показано на рис. 3.13 (кривые 3 и 4). Из рис. 3.13 следует, что экспериментальные и теоретические кривые ЭМРА близки друг к другу, несмотря на то,

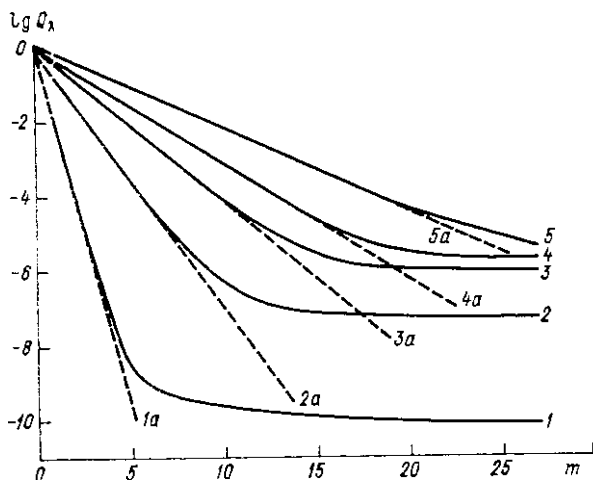


Рис. 3.26. ЭМРА. Теоретические данные (кривые 1—5) по модели Гущина. $\omega = 6,5^\circ$.

1) $\lambda = 300$ нм, 2) $\lambda = 312$ нм, 3) $\lambda = 326$ нм, 4) $\lambda = 340$ нм, 5) $\lambda = 368$ нм; 1a—5a — прямые Бугера.

что при расчете теоретической кривой не учитывалось аэрозольное ослабление и телесный угол для экспериментальной кривой был меньше, чем для теоретической кривой. Зависимость теоретических кривых ЭМРА от телесного угла ω_1 , подобная установленной выше экспериментальной зависимости, вытекает из формулы (3.33), поскольку D''_λ зависит от ω_1 и, следовательно, $Q_\lambda = D''_\lambda + S_\lambda$ также зависит от ω_1 .

Общий вывод, который можно сделать из анализа рассматриваемой теоретической модели ЭМРА, заключается в том, что эта модель достаточно правильно описывает все экспериментальные закономерности ЭМРА.

Модель Розенберга. Модель Г. В. Розенберга [122, 123] включает следующие основные положения:

1) атмосферу разбивают на три слоя: нижний подозонный слой, тонкий слой озона и надозонный слой;

2) в нижнем слое учитывают только молекулярное рассеяние, в озонном слое — только озонное поглощение, в надозонном слое пренебрегают рассеянием и поглощением излучения;

3) индикатрису рассеяния считают сферической;

4) учитывают осредненное альбедо земной поверхности;

5) кратность рассеяния излучения не учитывают (не разделяют рассеянное излучение на однократное, двукратное, трехкратное и т. д.);

6) принимают граничные условия: а) при $m=0$ величина многократно рассеянного излучения $D_\lambda = \infty$, б) при $m = \infty$ величина $D_\lambda = \text{const}$.

Граничные условия а) и б) не соответствуют существующим представлениям и возникли, по-видимому, вследствие упрощений формулы, выражающей многократно рассеянное излучение (3.36).

Вывод выражения для многократно рассеянного излучения по рассматриваемой модели приводится в работах [122, 123].

Согласно Розенбергу [122], суммарный поток (прямое плюс многократное рассеянное излучение), воспринимаемый прибором, направленным на солнце, равен (при альбедо $A = 0,8$):

$$Q_\lambda = cS_{\lambda 0} \frac{\omega_1}{4} \left(\frac{e^{-\tau_0 m_0}}{m} + 10^{-2} e^{-\tau_0} \right) + cS_{\lambda 0} e^{-(\tau_0 m_0 + \tau m)}, \quad (3.36)$$

где $c = s\omega_0$ (s — площадь входного зрачка прибора, ω_0 — угловые размеры удаленного источника).

Первое слагаемое в правой части выражения (3.36) представляет собой поток многократно рассеянного излучения в пределах некоторого телесного угла, второе слагаемое — прямое солнечное излучение. Преобразуя выражения (3.36) и используя обозначения, принятые в настоящей работе, получим

$$Q_\lambda = cS_{\lambda 0} \left[10^{-(\mu X \alpha_\lambda + m \beta_\lambda)} + c_1 \left(\frac{1}{m} 10^{-\mu X \alpha_\lambda} + 10^{-(2 + X \alpha_\lambda)} \right) \right], \quad (3.37)$$

где $c_1 = \omega_1/4$.

Г. В. Розенберг [123] считает, что формула (3.36) допускает «полуколичественное рассмотрение вопроса» о суммарном потоке излучения, поступающего в прибор, наведенный на солнце.

3.3.4. Эффект аномальной прозрачности атмосферы как частный случай ЭМРА

Результаты наблюдений эффекта аномальной прозрачности

В послевоенные годы эффект аномальной прозрачности наблюдался неоднократно. Приведем некоторые результаты этих наблюдений, которые дополняют приведенные выше экспериментальные данные (см. рис. 3.12, 3.14) об этом эффекте (здесь имеются в виду экспериментальные данные о зависимости $\lg(I_{\lambda_1}/I_{\lambda_2})$ или

$I_{\lambda_1}/I_{\lambda_2}$ от θ). На рис. 3.27 показаны 12 кривых эффекта аномальной прозрачности, полученных в 1960 г. в Воейково [39]. Основной особенностью этих кривых является то, что каждая из четырех кривых в трех рассматриваемых случаях была получена одновременно при разных предельных углах, равных соответственно 2; 6,2; 11,7 и 30,5°. Чем меньше был угол, тем при меньших значениях высоты солнца отмечался минимум на этих кривых. При низком солнце отношение $I_{\lambda_1}/I_{\lambda_2}$ было тем больше, чем больше был предельный угол прибора.

На рис. 3.28 показан эффект аномальной прозрачности, который наблюдал Л. А. Говорушкин на озонметрической станции Омск в 1966 г. На рисунке отчетливо виден минимум на кривой зависимости ($I_{\lambda_1}/I_{\lambda_2}$) от θ .

Помимо наблюдений за прямым солнечным излучением (кривая 1) в Омске одновременно велись наблюдения за рассеянным солнечным излучением от участка неба вблизи солнечного диска (кривая 2). При высоте солнца около 2° кривые 1 и 2 на рис. 3.28 сливаются, что свидетельствует о равенстве между собой отношений $I_{\lambda_1}/I_{\lambda_2}$ для прямого и рассеянного излучения при достаточно низком солнце. Равенство этих отношений указывает на то, что от низких участков неба в прибор попадает в основном рассеянное излучение, поскольку прямое излучение в этом случае слишком мало (табл. 3.6). Ранее указанная особенность наблюдалась в Воейково в 1958 г. [39].

Особый интерес представляли результаты наблюдений за эффектом аномальной прозрачности в горных условиях Эльбруса (рис. 3.29). В этом случае использовался прибор М-83 с длинами волн в максимуме пропускания 302, 326 и 344 нм. Все три кривые на рисунке имеют ясно выраженный минимум при $\theta = 5 \dots 8^\circ$. Выше приводились соответствующие данные об условиях аэрозольной прозрачности в месте наблюдений (см. рис. 3.10).

На рис. 3.30 приводится один из примеров наблюдений за эффектом аномальной прозрачности над морской поверхностью. Наблюдения провел Г. К. Гушин. Для этого он использовал три различные пары длин волн. Минимум на трех кривых наблюдается при разных θ . Чем более «коротковолновая» пара, тем при больших θ отмечается этот минимум.

Основной отличительной особенностью кривых на рис. 3.30 является наличие на каждой из них максимума при $\theta = 2 \dots 4^\circ$. Этот максимум, по мнению автора настоящего раздела, появляется вследствие попадания в измерительный прибор отраженного излучения от «световой дорожки» на морской поверхности. Предельный угол прибора был равен 8°, поэтому при высоте солнца 4° в прибор начинает поступать отраженное излучение от гребней волн, которые освещаются в этом случае прямым и в основном однократно рассеянным излучением, идущим от небосвода, включая зенитную область неба. Спектральный состав отраженного света, поступающего в прибор, будет отличаться от двукратно

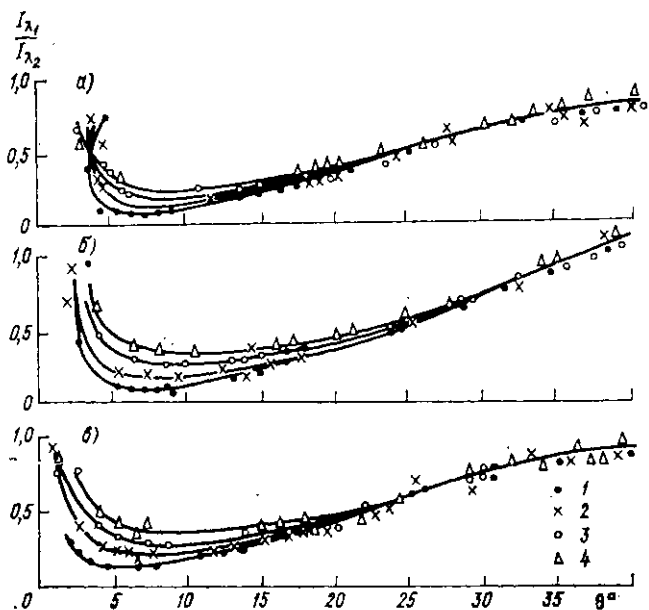


Рис. 3.27. Эффект аномальной прозрачности. Воейково, 1960 г. $\lambda_1=314$ нм, $\lambda_2=369$ нм.

а) 5 и 19 апреля, б) 7 и 19 апреля, в) 8 апреля; 1) $\omega=2^\circ$, 2) $\omega=6,2^\circ$, 3) $\omega=11,7^\circ$, 4) $\omega=30,5^\circ$.

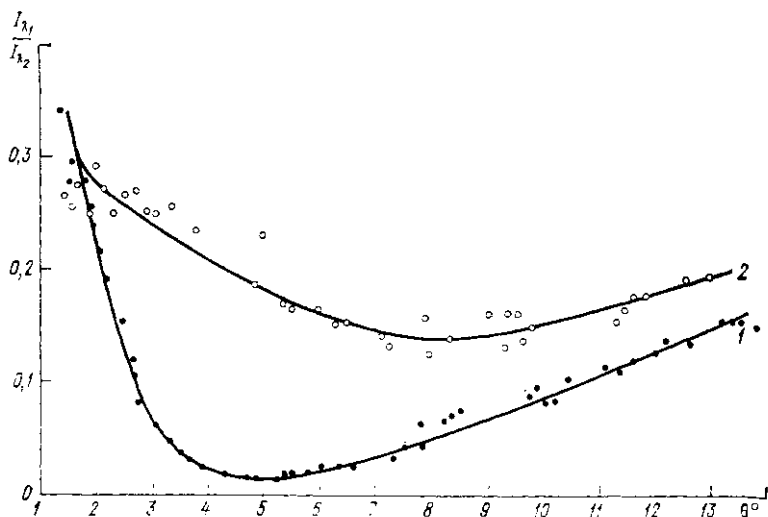


Рис. 3.28. Эффект аномальной прозрачности. Омск, 17 августа 1966 г. $\lambda_1=314$ нм, $\lambda_2=369$ нм.

1 — прямая радиация, 2 — рассеянная радиация неба вблизи солнечного диска.

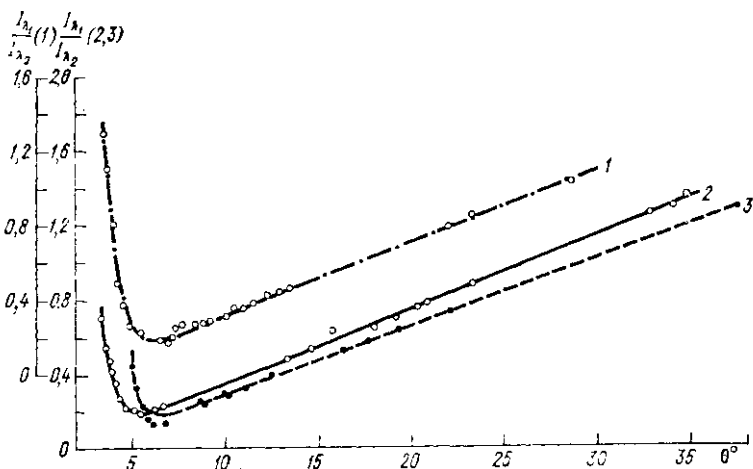


Рис. 3.29. Эффект аномальной прозрачности. Эльбрус, 1971 г. $\lambda_1=302,1$ нм, $\lambda_2=326$ нм.

1—Иткол ($h=2000$ м), 5 сентября, 2—Чегет ($h=3150$ м), 12 сентября, 3—Чегет ($h=3150$ м), 13 сентября.

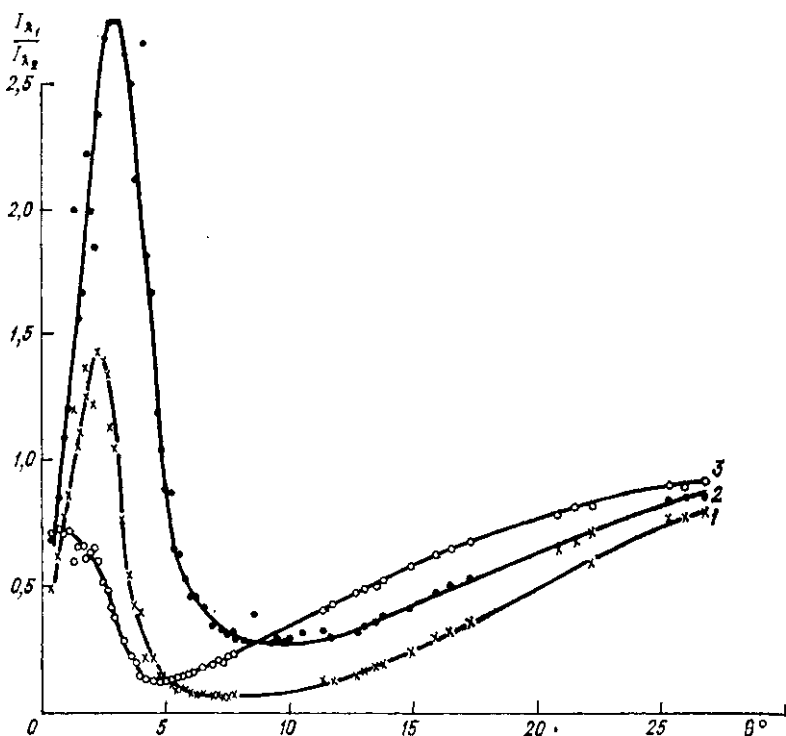


Рис. 3.30. Эффект аномальной прозрачности над морской поверхностью. Карадаг (Крым), 16 марта 1972 г.

1) $\lambda_1=298$ нм, $\lambda_2=344$ нм, 2) $\lambda_1=298$ нм, $\lambda_2=326$ нм, 3) $\lambda_1=326$ нм, $\lambda_2=344$ нм.

рассеянного излучения, поступающего в прибор при $\theta > 4^\circ$, причем отраженное излучение будет относительно менее «коротковолновое», чем двукратно рассеянное излучение. Ввиду нарастания доли отраженного излучения, поступающего в прибор при уменьшении θ , начиная с 4° кривая зависимости $I_{\lambda_1}/I_{\lambda_2}$ от θ будет не возрастать с уменьшением θ , а идти вниз, что и отмечается на рис. 3.30.

Теоретические интерпретации эффекта аномальной прозрачности

Первая интерпретация эффекта аномальной прозрачности была дана в 1950 г. С. Ф. Родионовым [116, 117]. При этом он полагал, что формула Бугера применима для расчета УФ излучения в атмосфере до самых малых высот солнца. Для анализа им был использован спектральный фактор $\eta_{1,2} = \lg(I_{\lambda_1}/I_{\lambda_2})$. Из формулы (2.37), если сделать небольшие упрощения, следует, что спектральный фактор равен

$$\eta_{1,2} = \lg \frac{I_{\lambda_1,0}}{I_{\lambda_2,0}} - (\alpha_{\lambda_1} - \alpha_{\lambda_2}) \mu X - (\beta_{\lambda_1} - \beta_{\lambda_2}) m - (\delta_{\lambda_1} - \delta_{\lambda_2}) m_1. \quad (3.38)$$

Значения спектрального фактора по результатам наблюдений для разных пар длин волн показаны на рис. 3.12 (кривые 5—7). Основная задача, поставленная Родионовым, состояла в объяснении минимумов на кривых эффекта аномальной прозрачности или, иначе говоря, на кривых спектрального фактора $\eta_{1,2}$. Минимум величины $\eta_{1,2}$ он находил из формулы (3.38) путем дифференцирования $\eta_{1,2}$ по θ (или, что то же самое, по z , где z — зенитное расстояние диска солнца) с последующим приравниванием полученного результата к нулю. В результате, согласно Родионову [116, 117], условие минимума для спектрального фактора $\eta_{1,2}$ в УФ области спектра будет иметь вид

$$(\alpha_{\lambda_2} - \alpha_{\lambda_1}) X \frac{d\mu}{d\theta} + (\beta_{\lambda_2} - \beta_{\lambda_1}) \frac{dm}{d\theta} + (\delta_{\lambda_2} - \delta_{\lambda_1}) \frac{dm_1}{d\theta} = 0. \quad (3.39)$$

При выводе выражения (3.39) он предполагал, что величины α_λ , β_λ , δ_λ и X постоянны (не зависят от θ) в период наблюдений. Так как в рассматриваемой области спектра $\alpha_{\lambda_2} < \alpha_{\lambda_1}$ и $\beta_{\lambda_2} < \beta_{\lambda_1}$, а оптические массы μ , m и m_1 уменьшаются с ростом θ , то имеют место неравенства:

$$(\alpha_{\lambda_2} - \alpha_{\lambda_1}) X \frac{d\mu}{d\theta} > 0,$$

$$(\beta_{\lambda_2} - \beta_{\lambda_1}) \frac{dm}{d\theta} > 0.$$

Условие (3.39) будет соблюдено, если

$$(\delta_{\lambda_2} - \delta_{\lambda_1}) \frac{dm_1}{d\theta} < 0, \quad (3.40)$$

а поскольку $dm_1/d\theta < 0$, то должно быть

$$\delta_{\lambda_2} - \delta_{\lambda_1} > 0 \text{ или } \delta_{\lambda_2} > \delta_{\lambda_1}. \quad (3.41)$$

Объяснение эффекта аномальной прозрачности, данное Родионовым [116, 117], заключается в предположении, вытекающем из неравенства (3.40), что оптическая плотность аэрозоля атмосферы резко увеличивается с ростом длины волны при $295 \text{ нм} < \lambda < < 326 \text{ нм}$.

Используя данные наблюдений, приведенные на рис. 3.12, и решая уравнение (3.39) относительно разности $\delta_{\lambda_2} - \delta_{\lambda_1}$, Родионов [117] получил следующие значения этой разности при $\lambda_2 = 326 \text{ нм}$:

$\lambda_1 \text{ нм}$	326	312,5	302,1	295,0
$\delta_{\lambda_2} - \delta_{\lambda_1} \text{ Б}$. . .	0	0,154	0,69	1,7

Из этих данных, согласно Родионову [117], следует, что в указанных случаях должен существовать максимум ослабления излучения атмосферным аэрозолем в области 300—400 нм с довольно крутым спадом на малом спектральном участке в сторону коротких длин волн. Кривая, выражающая зависимость δ_λ от λ , удовлетворяющая неравенству (3.40), изображена на рис. 3.9 (кривая 3). Из этой кривой следует, что разность значений δ_λ при $\lambda_2 = 326 \text{ нм}$ и $\lambda_1 = 302,1 \text{ нм}$ равна 0,69 Б, что совпадает с данными в [117]. С. Ф. Родионову не удалось измерить δ_λ в области спектра 300—350 нм. Вместо этого он измерил показатель аэрозольного ослабления на горизонтальных или близких к горизонтальным трассам [125]. В результате этих измерений, которые подробно изложены в работах [117, 125], были получены сведения о так называемых полосах ослабления света аэрозолями, которые начинались около длины волны 300 нм, достигали максимума в интервале 375—420 нм и затем уменьшались до нуля при $\lambda \cong \cong 600 \text{ нм}$.

В 1962 г. Г. П. Гушин [37] и Г. В. Розенберг [122] независимо друг от друга предложили другую теоретическую интерпретацию эффекта аномальной прозрачности, основанную на разработанных ими теоретических моделях ЭМРА. При этом они исходили из простого соображения, что ход кривой эффекта аномальной прозрачности (т. е. $\lg(I_{\lambda_1}/I_{\lambda_2})$ в зависимости от θ), при низком солнце непосредственно зависит от хода двух кривых ЭМРА: $\lg I_{\lambda_1}$ и $\lg I_{\lambda_2}$. При такой интерпретации эффект аномальной прозрачности является частным случаем ЭМРА. Для подтверждения указанной интерпретации были рассчитаны кривые $\lg(Q_{\lambda_1}/Q_{\lambda_2})$ в зависимости от θ (под Q_{λ_1} и Q_{λ_2} здесь понимаются суммарные по-

токи, состоящие из прямого и двукратно рассеянного излучения) по теоретической модели ЭМРА Гущина (табл. 3.6). Вид этих кривых для разных λ показан на рис. 3.31. Как видим, кривые на рис. 3.31 представляют все особенности эффекта аномальной про-

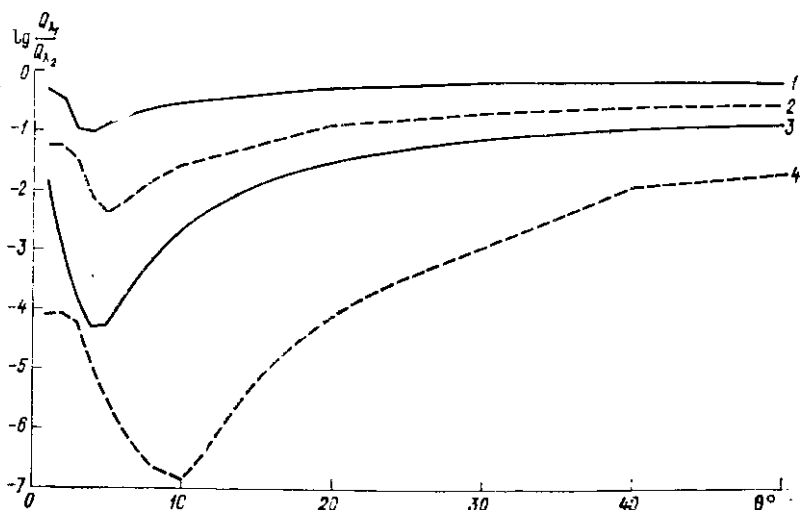


Рис. 3.31. Эффект аномальной прозрачности. Теоретические данные по модели Гущина. $\omega = 6,5^\circ$.

- 1) $\lambda_1 = 326$ нм, $\lambda_2 = 340$ нм, 2) $\lambda_1 = 312$ нм, $\lambda_2 = 326$ нм. 3) $\lambda_1 = 312$ нм, $\lambda_2 = 368$ нм, 4) $\lambda_1 = 300$ нм, $\lambda_2 = 326$ нм.

зрачности, найденные из наблюдений. В частности, на всех кривых отчетливо заметен минимум. Чем короче пара длин волн (кривые 2 и 4), тем при большем θ наступает указанный минимум. Значения θ , при которых отмечаются минимумы на кривых 1—4, близки к тем значениям θ , при которых минимумы на кривых наблюдались экспериментально.

3.3.5. Критические замечания по поводу интерпретации ЭМРА и эффекта аномальной прозрачности

В 1962 г. появились работы [37, 122], в которых подверглась критике аэрозольная интерпретация эффекта аномальной прозрачности. В этих работах было высказано и обосновано мнение, что эффект аномальной прозрачности вызывается не селективной прозрачностью атмосферного аэрозоля, а эффектом многократного рассеяния УФ излучения в атмосфере. В работах [37, 39] отмечалось следующее.

1. Значения разности $\delta_{\lambda_2} - \delta_{\lambda_1}$, необходимые, согласно Родионову (см. с. 111), для аэрозольной интерпретации эффекта аномальной прозрачности, слишком велики и не подтверждаются ни

теоретическими, ни экспериментальными данными. Учитывая, что всегда $\delta_\lambda > 0$, получим, что (см. с. 111)

$$\text{при } \delta_\lambda = 326 \text{ нм} - \delta_\lambda = 312,5 \text{ нм} = 0,154 \text{ Б } \delta_\lambda = 326 \text{ нм} > 0,154 \text{ Б};$$

$$\text{при } \delta_\lambda = 326 \text{ нм} - \delta_\lambda = 302,1 \text{ нм} = 0,69 \text{ Б } \delta_\lambda = 326 \text{ нм} > 0,69 \text{ Б};$$

$$\text{при } \delta_\lambda = 326 \text{ нм} - \delta_\lambda = 295 \text{ нм} = 1,7 \text{ Б } \delta_\lambda = 326 \text{ нм} > 1,7 \text{ Б}.$$

Из того, что оценка разностей $\delta_{\lambda_2} - \delta_{\lambda_1}$ Родионовым была произведена одновременно, следует, что в период измерений $\delta_\lambda = 326 \text{ нм} > 1,7$. Столь большие значения δ_λ при безоблачном небе и отсутствии тумана не отмечались не только в горных условиях Эльбруса (см. рис. 3.10), но и на меньших высотах (см. рис. 3.11). Для объяснения эффекта аномальной прозрачности с помощью ЭМРА не требуется наличия аэрозоля в атмосфере (но его наличие не препятствует проявлению этого эффекта).

2. Для аэрозольной интерпретации эффекта аномальной прозрачности использовалась формула Бугера, которая при больших оптических массах в УФ области спектра не применима, поскольку не учитывает помеху, обусловленную рассеянным излучением.

3. Вид кривой $I_{\lambda_1}/I_{\lambda_2}$ при низком солнце существенно зависит от величины телесного угла измерительного прибора (см. рис. 3.27), эта зависимость не объяснима с точки зрения аэрозольной интерпретации, но легко объясняется с точки зрения ЭМРА.

4. В основу аэрозольной интерпретации эффекта аномальной прозрачности были положены полосы селективного ослабления радиации аэрозолем с резким спадом в коротковолновую часть спектра (см. рис. 3.9, кривая 3). Имеющиеся в настоящее время данные о зависимости δ_λ от λ в области 300—400 нм не подтверждают наличия таких сильных полос (см. рис. 3.8, 3.9 (кривые 1 и 2), 3.10, 3.11).

По поводу критических замечаний, высказанных в п. 1—3, ответа не было опубликовано. По поводу замечания в п. 4 было высказано мнение [117, 119], что полосы аэрозольного ослабления характерны для района Эльбруса и наблюдать их следует в этом районе. Однако наблюдения, проведенные в районе Эльбруса после этого ответного замечания, не подтвердили наличия таких полос (см. рис. 3.10).

В работе [119] приводятся возражения против теории эффекта аномальной прозрачности, основанной на ЭМРА. Указанные возражения базируются на тех экспериментальных данных, которые были получены [119] на Эльбрусе при измерении помехи, вызываемой рассеянным излучением внутри телесного угла измерительного прибора. Авторы работы [119] указали, что во время наблюдений на Эльбрусе при низком солнце они не обнаружили сколько-нибудь значительного увеличения яркости солнечного ореола и что яркость солнечного ореола остается на два порядка меньше яркости в центре (солнечного диска) при всех зенитных расстояниях солнца. Отсюда, по мнению авторов [119],

эффект аномальной прозрачности не может рассматриваться как следствие эффектов рассеяния излучения в атмосфере. Однако подробный анализ данных, приведенных в работе [119], не подтверждает выводов, которые в ней сделаны. Как видно из работы [119], яркость солнечного ореола измеряли на высоте 4250 м в интервалах высот солнца 2—5, 5—7,5 и 7,5—15° при $\lambda_1 = 313,5$ нм и $\lambda_2 = 329$ нм и $\omega = 5'$. При столь малом предельном угле прибора и большой высоте пункта наблюдений над уровнем моря следует ожидать, что ореол, излучение от которого будет сравнимо с суммарным излучением, поступающим в прибор, направленный на центр солнечного диска, появится при высоте солнца меньше средних высот указанных выше интервалов, т. е. 3,5; 6,2; 11,2°. Для проверки этого утверждения необходимо обратиться к результатам наблюдений величин $\lg I_{\lambda_1}$ и $\lg I_{\lambda_2}$, опубликованных в работе [119]. На рис. 3.16 приведены значения $\lg I_{\lambda_1}$ и $\lg I_{\lambda_2}$ в зависимости от оптической массы m . Кривая $\lg I_{\lambda_1}$ отклоняется от прямой Бугера на величину, равную (или большую) соответствующей ординате этой прямой при $m > 20$ или при $\theta < 2^\circ$, кривая $\lg I_{\lambda_2}$ — при $m > 24$ или при $\theta < 1,4^\circ$. В этих случаях ($\theta < 2^\circ$ и $\theta < 1,4^\circ$) яркость солнечного ореола сравнивается с яркостью центра солнечного диска. Как видно из рисунка, при $m > 15$ ($\theta < 3,1^\circ$) яркость ореола составляла незначительную часть от яркости центра солнечного диска, что и наблюдали авторы работы [119]. В работе [119] не приводятся данные наблюдений за яркостью солнечного ореола при $\theta < 2^\circ$. Отсюда следует, что приведенные выше утверждения авторов работы [119] об яркости солнечного ореола относятся не ко всему диапазону зенитных расстояний солнца, а к интервалу $z < 86,5^\circ$. В то же время по данным работы [119] эффект аномальной прозрачности наблюдался при $z > 86,5^\circ$, когда не производились наблюдения за яркостью солнечного ореола. Результаты наблюдений за яркостью солнечного ореола, проведенных другими авторами (см. рис. 3.18, 3.19), не подтверждают выводов, полученных в работе [119], и позволяют сделать обратное заключение о том, что в озонной области спектра при низком солнце яркость солнечного ореола сравнима с яркостью солнечного диска.

Более существенное значение имеет критическое замечание [117], заключающееся в том, что для интерпретации эффекта аномальной прозрачности нельзя ограничиваться рассеянием кратностью не больше двух. Если привлекать для указанной интерпретации многократное рассеяние, то следует делать это для всех его кратностей. По поводу этого замечания имеется следующее соображение.

Отношение энергетических освещенностей с двумя длинами волн, измеряемое прибором с единичным телесным углом, будет равно

$$\frac{Q_1}{Q_2} = \frac{S_1 + D_1^{(1)} + D_1^{(2)} + D_1^{(3)} + \dots}{S_2 + D_2^{(1)} + D_2^{(2)} + D_2^{(3)} + \dots}, \quad (3.42)$$

где S_1 и S_2 — энергетическая освещенность от прямого солнечного излучения с длинами волн; λ_1, λ_2 , а $D_1^{(i)}$ и $D_2^{(i)}$ — энергетическая освещенность от рассеянного солнечного излучения с теми же длинами волн кратности i , регистрируемая в пределах телесного угла прибора.

Учитывая, что освещенные объемы атмосферы совпадают и рассеянное излучение всех кратностей из них собирается в телесном угле прибора (за исключением однократно рассеянного излучения) и после очередного рассеяния падает на приемник излучения, можно допустить, что существует следующая прямая пропорциональность:

$$D_1^{(3)} = k_1 D_1^{(2)};$$

$$D_1^{(4)} = k_2 D_1^{(3)};$$

$$\dots \dots \dots$$

$$D_2^{(3)} = k'_1 D_2^{(2)};$$

$$D_2^{(4)} = k'_2 D_2^{(3)};$$

$$\dots \dots \dots$$

где k_1, k_2, k'_1, k'_2 и т. д. — коэффициенты пропорциональности. Причем очевидно, что $K_i < 1$ и $K'_i < 1$ (в противном случае многократное рассеяние приводило бы к бесконечному нарастанию потока излучения, измеряемому прибором).

Тогда из (3.42) и условий пропорциональности получаем

$$\frac{Q_1}{Q_2} = \frac{S_1 + D_1^{(1)} + D_1^{(2)} (1 + k_1 + k_1 k_2 + k_1 k_2 k_3 + \dots)}{S_2 + D_2^{(1)} + D_2^{(2)} (1 + k'_1 + k'_1 k'_2 + k'_1 k'_2 k'_3 + \dots)}. \quad (3.43)$$

В выражении (3.43) членами k_i и k'_i и их произведениями можно пренебречь по сравнению с единицей. Тогда выражение (3.43) приобретет вид

$$\frac{Q_1}{Q_2} = \frac{S_1 + D_1^{(1)} + D_1^{(2)}}{S_2 + D_2^{(1)} + D_2^{(2)}}. \quad (3.44)$$

Из выражения (3.44) следует, что при указанных допущениях для физической интерпретации эффекта аномальной прозрачности достаточно кратности рассеяния, равной двум.

Подводя итоги обсуждения физической природы ЭМРА и эффекта аномальной прозрачности, следует заключить, что возражения [37, 39, 122, 123], выдвинутые против аэрозольной интерпретации эффекта аномальной прозрачности, не были опровергнуты в ходе этих обсуждений. Не было также опровергнуто основное положение, выдвинутое в работах [37, 39, 43, 122, 123], что эффект аномальной прозрачности является частным случаем ЭМРА. Сле-

дует также подчеркнуть, что ЭМРА, полученный в результате наблюдений (см. рис. 3.15—3.20), не может быть интерпретирован на основе привлечения ослабления УФ излучения аэрозольным слоем атмосферы.

3.3.6. Критерий применимости закона Бугера в атмосфере, учитывающий ЭМРА

Критерий применимости закона Бугера к данным наблюдений в атмосфере по спектрофотометрическому прибору, направленному на солнце, в случае возможного влияния на них рассеянной радиации, поступающей в прибор из его телесного угла, был выведен [43] эмпирическим путем. Из рассмотрения экспериментальных и теоретических материалов, приведенных выше (см. рис. 3.15—3.20, 3.26), следует, что доля потока рассеянной радиации атмосферы, поступающей в прибор одновременно с прямой солнечной радиацией, зависит от оптической плотности атмосферы в наклонном направлении D_{λ}^* и от предельного угла прибора ω . Под величиной D_{λ}^* имеется в виду выражение

$$D_{\lambda}^* = \mu X \alpha_{\lambda} + m \beta_{\lambda} + m_1 \delta_{\lambda}, \quad (3.45)$$

которое применимо в ультрафиолетовой и видимой областях спектра.

Анализируя экспериментальные и теоретические данные, относящиеся в основном к низкому положению солнца, определяли критическую высоту солнца $\theta_{кр}$, при которой начиналось заметное отклонение кривых $\lg I_{\lambda}$ от прямой Бугера при дальнейшем уменьшении высоты солнца (см. рис. 3.15—3.20, 3.26, табл. 3.6). Затем, по значению $\theta_{кр}$ и соответствующей длине волны λ находили критическое значение оптической плотности атмосферы $D_{\lambda_{кр}}^*$, при котором наступает заметное отклонение от закона Бугера. Сводные данные о критических значениях θ и D_{λ}^* в зависимости от предельного угла прибора приведены в табл. 3.7.

Для нахождения зависимости между $D_{\lambda_{кр}}^*$ и ω на основании табл. 3.7 был построен график, где по оси абсцисс отложен $\lg \omega$, а по оси ординат $\lg D_{\lambda_{кр}}^*$ (рис. 3.32). Кривая, проведенная на рис. 3.32, соответствует уравнению

$$\lg D_{\lambda_{кр}}^* = -0,13 (\lg \omega)^2 - 0,16 \lg \omega + 0,73, \quad (3.46)$$

где ω в градусах.

Если конкретное значение $\lg D_{\lambda}^*$ для данного предельного угла ω больше найденного по формуле (3.46) для того же ω , то оно не удовлетворяет закону Бугера. Критерием применимости закона Бугера в указанном случае будет неравенство

$$\lg D_{\lambda}^* \leq \lg D_{\lambda_{кр}}^*, \quad (3.47)$$

где $\lg D_{\lambda_{кр}}^*$ определяется формулой (3.46).

**Значения критической оптической плотности атмосферы в зависимости
от предельного угла прибора**

λ нм	$\theta_{кр}^\circ$	$D_{\lambda кр}^*$	ω°	λ нм	$\theta_{кр}^\circ$	$D_{\lambda кр}^*$	ω°
Эльбрус, 1938 [121]				Казахстан [74]			
312,5	5,1	4,7	0,5	377	3,2	4,5	0,08
302,1	18,9	3,9	0,5				
295,0	30,0	6,1	0,5				
Воейково 7, 8, 19 апреля 1960 г.				Боулдер (США) [162]			
320	10	3,2	6,0	311,4	4,7	7,6	0,58
320	15	2,5	11,7	305,5	10,0	6,4	0,58
320	20	1,9	30,5	317,6	4,3	6,4	0,58
				325,4	2,5	7,6	0,58
				332,3	2,4	6,9	0,58
Воейково 24 февраля 1961 г. [39]				По модели Г. В. Розенберга [122]			
320	6,5	4,3	4,0	328	7,8	2,7	6,5
369	3,0	3,9	4,0	369	3,9	2,8	6,5
Эльбрус 8, 9 сентября 1962 г. [119]				По модели Г. П. Гущина [37]			
313,5	4,0	6,0	0,08	295	18,7	9,0	2,0
329	3,0	3,9	0,08	300	11,5	8,2	2,0
				302	9,8	7,8	2,0
Карадаг 7, 13, 15, 18, 22 сентября 1966 г.				305,5	7,8	7,6	2,0
320	3,2	2,5	6,0	311,4	5,6	6,2	2,0
320	10,5	3,4	6,0	312	5,2	6,3	2,0
369	6,5	2,7	6,0	314	5,0	5,9	2,0
320	14,2	4,1	6,0	317,6	4,3	5,8	2,0
320	9,2	3,4	6,0	320	4,0	5,6	2,0
320	9,9	3,6	6,0	325,4	3,7	5,2	2,0
				326	3,5	5,3	2,0
Карадаг [43]				332,3	3,3	4,9	2,0
369	5,5	3,1	6,0	340	2,8	4,9	2,0
				368	1,7	4,5	2,0

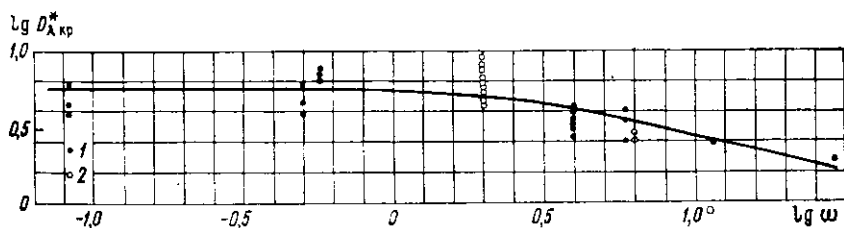


Рис. 3.32. Зависимость логарифма критического показателя ослабления атмосферы от логарифма предельного угла прибора.

1 — экспериментальные данные, 2 — теоретические данные (табл. 3.7).

Кривая, проведенная на рис. 3.32 разграничивает значения на два класса. Значения $\lg D_{\lambda}^*$, расположенные ниже кривой, удовлетворяют критерию (3.47), а значения $\lg D_{\lambda}^*$, расположенные выше этой кривой, не удовлетворяют критерию применимости закона Бугера в атмосфере.

Открытие ЭМРА позволило установить границы применимости закона Бугера в атмосфере. Как известно, закон Бугера лежит в основе измерений спектральной прозрачности, показателя аэрозольного ослабления и суммарного озона в атмосфере. ЭМРА позволил установить, что для замутненной свыше некоторого предела атмосферы закон Бугера не применим. В УФ области спектра при $\lambda < 330$ нм и высокой аэрозольной прозрачности атмосферу следует считать замутненной вследствие присутствия в ней озона.

С помощью критерия применимости закона Бугера можно заранее выбрать длины волн и диапазоны оптических масс для корректных измерений спектральной прозрачности и суммарного озона в атмосфере.

Особенно это важно при построении прямых Бугера, с помощью которых находятся спектральные внеатмосферические постоянные спектрофотометрических приборов [39]. Искажения, вносимые ЭМРА, приводят к ошибочным значениям этих постоянных, что в свою очередь ведет к дополнительным погрешностям при расчете спектральной прозрачности, показателя аэрозольного ослабления и суммарного озона в атмосфере.

Для оптических измерений атмосферного озона ЭМРА имеет особо важное значение, поскольку позволяет контролировать оптические условия измерений в период калибровки или сравнений озонометрических эталонов. С этой точки зрения ЭМРА имеет немаловажное метрологическое значение для существующей мировой сети озонометрических станций.

Приведем два примера применения критерия (3.47).

1. Пусть требуется определить наибольшее значение предельного угла спектрофотометра Добсона. Основная длина волны этого прибора, которая используется для измерения суммарного озона, равна 305,5 нм. Измерения озона производят начиная с высоты солнца 15° . Если положить, как это часто бывает, что $\theta = 15^\circ$, $X = 0,4$ см, $\delta_{\lambda} = 305,5 \text{ нм} = 0,2$ Б, то из формулы (3.45) получим, что $D_{\lambda}^* = 3,69 \cdot 0,4 \cdot 1,88 + 3,81 \cdot 0,491 + 3,84 \cdot 0,2 = 5,41$ или $\lg D_{\lambda}^* = 0,73$. Из рис. 3.32 находим значения $\lg \omega$, для которых $\lg D_{\lambda}^* \geq 0,73$. Эти значения ограничены пределом $\lg \omega \leq 0,1$ или $\omega \leq 1,1^\circ$.

В действительности [208] предельный угол спектрофотометра Добсона равен 8° , что намного превышает найденное критическое значение угла с учетом ЭМРА.

Если с помощью выражения (3.45) и рис. 3.32 подсчитать значение критической высоты солнца для основной длины волны

305,5 нм, полагая $\omega = 8^\circ$, то получим, что для условия с повышенным содержанием озона $\theta_{кр} = 30^\circ$. Это означает, что при $X > 0,4$ атм-см и $\theta < 30^\circ$ спектрофотометр Добсона дает заниженные значения суммарного озона.

Для улучшения метрологических характеристик спектрофотометра Добсона необходимо либо увеличить основную длину волны, либо уменьшить предельный угол прибора, либо сделать то и другое одновременно.

2. Требуется определить максимально допустимый интервал высот солнца, внутри которого монохроматический прибор, выделяющий длину волны 350 нм и имеющий предельный угол 10° , может измерять прямую солнечную радиацию. Из рис. 3.32 следует, что при $\omega = 10^\circ$ $\lg D_{\lambda_{кр}}^* = 0,42$, откуда $D_{кр}^* = 2,6$. Для нахождения $\theta_{кр}^*$ определим критическую оптическую массу $m_{кр}$.

Из формулы (3.45) получим ($\alpha_\lambda = 0$, $\beta_\lambda = 0,275$ Б, $\delta_\lambda = 0,15$ Б)

$$m_{кр} = \frac{D_{\lambda_{кр}}^*}{\beta_\lambda + \delta_\lambda} = \frac{2,6}{0,275 + 0,15} = 6,12,$$

откуда (см. табл. 2.2) $\theta_{кр} = 9^\circ$.

Следовательно, в рассматриваемом случае корректные измерения прямой солнечной радиации можно производить при $9^\circ \leq \theta \leq 90^\circ$.

3.3.7. Обобщенное выражение для закона Бугера, учитывающее ЭМРА

В любой прибор, который применяется для радиационных измерений в атмосфере, помимо прямого излучения поступает некоторое количество рассеянного излучения, искажающего измеряемую радиацию. Для учета этого искажения или исключения помехи, вызываемой рассеянным излучением атмосферы было произведено уточнение формулы Бугера с целью использования ее для большего диапазона оптических масс.

В 1962 г., как уже говорилось, Г. П. Гущин [37] и Г. В. Розенберг [122] опубликовали уточненные формулы закона Бугера, в которых учитывалась рассеянная радиация, поступающая в прибор одновременно с прямой солнечной радиацией.

В 1966 г. В. Е. Зуев [72] опубликовал уточненную формулу закона Бугера для горизонтальных трасс, позволяющую учесть спектральный поток однократно рассеянной радиации, попадающей в прибор одновременно с измеряемой радиацией от источника на поверхности земли.

В работе [37] суммарная энергетическая освещенность на входном зрачке регистрируемого прибора, наведенного на солнце

(или другой внеземной источник излучения), представлена выражением

$$Q_{\lambda} = S_{\lambda} + D'_{\lambda} + D''_{\lambda} + D^{\lambda}_{\lambda}, \quad (3.48)$$

где D^{λ}_{λ} — энергетическая освещенность от рассеянного излучения кратности больше двух, относящаяся, как и в случае потоков D' и D'' , к единичному телесному углу.

Преобразуя выражение (3.48), получим

$$Q_{\lambda} = S_{\lambda} (1 + R_{\lambda} \omega_1), \quad (3.49)$$

где

$$R_{\lambda} = \frac{D'_{\lambda} + D''_{\lambda} + D^{\lambda}_{\lambda}}{S_{\lambda}}, \quad (3.50)$$

ω_1 — телесный угол прибора.

Величины D'_{λ}/S_{λ} и D''_{λ} для некоторых значений λ и θ приведены на рис. 3.22, 3.24 и в табл. 3.6. Величины D'_{λ} и D''_{λ} для случая высокой прозрачности атмосферы определяются соответственно формулами (3.18) и (3.33). Значение телесного угла ω_1 в формуле (3.49) ограничено и не должно превышать, например, 0,1 ср.

В развернутом виде формула (3.49) записывается следующим образом

$$Q_{\lambda} = S_{\lambda} 10^{-(\mu x_{\lambda} + m \beta_{\lambda} + m_1 \delta_{\lambda} + \mu_1 y_{\lambda})} (1 + R_{\lambda} \omega_1), \quad (3.51)$$

где y — суммарное количество газовой компоненты атмосферы, a_{λ} — показатель поглощения этой компоненты, μ_1 — оптическая масса этой компоненты.

Выражение (3.51) представляет собой уточненную формулу закона Бугера для атмосферы, учитывающую спектральный поток рассеянного излучения, поступающего в измерительный прибор из его телесного угла. Формула (3.51) применима в окнах прозрачности атмосферы, в частности в ультрафиолетовой и видимой областях спектра.

3.4. ВЛИЯНИЕ МАЛЫХ ГАЗОВЫХ ПРИМЕСЕЙ В АТМОСФЕРЕ НА ИЗМЕРЯЕМОЕ ЗНАЧЕНИЕ СУММАРНОГО ОЗОНА

В состав атмосферы входит ряд газовых примесей, которые имеют полосы поглощения в ультрафиолетовой области спектра [182, 193, 209]. К числу таких примесей относятся двуокись серы SO_2 , двуокись азота NO_2 , а также N_2O_5 , H_2O_2 , HNO_3 и др. Полосы поглощения указанных газов совпадают с длинами волн, которые используются для измерения ОС различными озонметрическими приборами, в том числе спектрофотометром Добсона и озонметром М-83. На рис. 3.33 для иллюстрации вышесказанного показаны по данным работ [182, 209] спектры поглощения

NO_2 и SO_2 . Указанные газы вызывают искажение измеряемой величины ОС тем большее, чем больше их содержится в атмосфере. Комхир и Эванс в работе [193] произвели оценку погрешности, вносимой газовыми примесями в измеряемую величину ОС. При этом они использовали следующую систему расчетов.

Из формулы (2.39), в которой положено, что $\delta - \delta' = 0$, следует, что истинное значение ОС с учетом газовой примеси y_1 в атмосфере будет равно

$$X_1 = \frac{N}{(\alpha - \alpha') \mu} - \frac{(\beta - \beta') m}{(\alpha - \alpha') \mu} - \frac{(a - a') y_1 \mu_1}{(\alpha - \alpha') \mu}. \quad (3.52)$$

Без учета газовой примеси в атмосфере кажущееся значение ОС

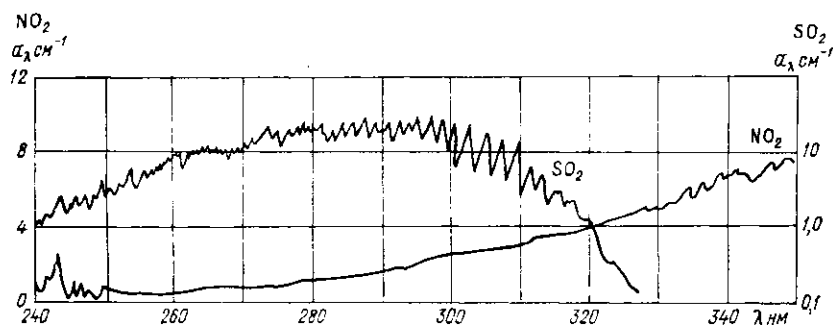


Рис. 3.33. Спектры поглощения газов NO_2 и SO_2 в области 240—350 нм.

(то, которое измеряется на озонметрических станциях) будет равно

$$X = \frac{N}{(\alpha - \alpha') \mu} - \frac{(\beta - \beta') m}{(\alpha - \alpha') \mu}. \quad (3.53)$$

Из выражений (3.52) и (3.53)

$$X = X_1 + \frac{(a - a') y_1 \mu_1}{(\alpha - \alpha') X \mu}. \quad (3.54)$$

Отсюда относительная погрешность измерения ОС, вносимая газовой примесью y_1 , будет равна (%):

$$\delta_{y_1} = \frac{X_1 - X}{X} \cdot 100 = - \frac{100 (a - a') y_1 \mu_1}{(\alpha - \alpha') X \mu}. \quad (3.55)$$

Аналогичную формулу можно вывести для двойных пар длин волн (AD , AC , AB и др.).

В работе [193] была рассчитана погрешность δ_{y_1} для разных примесей в атмосфере. При этом авторы работы [193] ориентировались на возможно максимальное отношение смеси в воздухе r_3^* указанных примесей. Значения максимального отношения смеси для условной толщины слоя перемешивания, равной 1 км, были взяты из некоторых опубликованных и неопубликованных данных и общих соображений.

Если считать, что исследуемая примесь равномерно распределена в вертикальном столбе атмосферы высотой 1 км, то справедливо соотношение (вытекающее из того, что 1 атм-см $\equiv 10^{-5}$ атм-км)

$$y_1 = 0,1r_3^*, \quad (3.56)$$

где y_1 — суммарное количество газообразной примеси в атмосфере в атм-см, r_3^* — отношение смеси в километровом слое в млн⁻¹.

Используя (3.55) и (3.56), авторы [193] рассчитали значения δ_{y_1} , приведенные в табл. 3.8 (в скобках). Как видно из таблицы, погрешность измерения ОС, вносимая такими газообразными примесями, как SO₂ и NO₂, при сильном загрязнении атмосферы, может достигать заметных значений: 25,6 и 5,4 % соответственно, если измерения ОС производить на паре длин волн AD. Другие примеси (табл. 3.8) вносят в погрешность измерения ОС незначительный вклад (меньше 0,5 %).

Заметный вклад в погрешность измерения фоновых значений ОС может внести приземный озон в сильно загрязненных районах атмосферы, который образуется за счет химических и фотохимических реакций антропогенного происхождения. В табл. 3.8 показано, что погрешность измерения ОС в этом случае может достигнуть 8,3 % (при $y_{O_3} = 0,025$ атм-см).

Следует, однако, отметить, что в непромышленных районах атмосферы отношение смеси газообразная примесь/воздух на порядок или на два порядка меньше, чем в загрязненных промышленных районах [193]. В этом случае погрешность измерения ОС, обусловленная газообразными примесями, будет на порядок или два порядка меньше, чем указана в табл. 3.8.

Если расчеты величины δ_{y_1} по формуле (3.55) произвести для отдельных пар длин волн (а не для двойных пар, как в табл. 3.8), то для указанных в табл. 3.8 отношений смеси газообразных примесей получим (пара длин волн A): а) значение δ_{y_1} для SO₂ будет равно 29,5 %, б) значение δ_{y_1} для NO₂ будет равно 14,5 %.

Эти расчеты погрешности δ_{y_1} применимы для озонметра М-83. Учитывая, что отношение смеси указанных газов было взято сильно завышенными, следует считать, что на существующих озонметрических станциях рассматриваемая погрешность, по крайней мере на порядок, меньше приведенных здесь оценок.

Показатели поглощения озона и других газов (см^{-1}) для длин волн спектрофотометра Добсона

Средние длины волн, нм	Показатель поглощения	O ₃	SO ₂	NO ₂	N ₂ O ₅	H ₂ O ₂	HNO ₃	Ацеталь- дегид	Ацетон	Акролеин
$\lambda = 305,5$	α		3,24	2,07	0,18	0,065	0,044	0,64	0,25	0,39
A	α'		0,14	3,59	0,06	0,025	0,011	0,17	—	0,67
$\lambda' = 325,4$	$\alpha_A = \alpha - \alpha'$	1,748	3,10	-1,52	0,12	0,040	0,033	0,47	0,25	-0,38
$\lambda = 308,8$	α		4,75	2,20	0,16	0,056	0,038	0,58	0,21	0,44
B	α'		0,06	3,90	0,05	0,021	0,007	0,11	—	0,70
$\lambda' = 329,1$	$\alpha_B = \alpha - \alpha'$	0,140	4,69	-1,70	0,11	0,035	0,031	0,47	0,21	-0,26
$\lambda = 311,45$	α		2,18	2,46	0,13	0,049	0,033	0,52	0,18	0,48
C	α'		0,04	4,14	0,04	0,18	0,003	0,07	—	0,73
$\lambda' = 332,4$	$\alpha_C = \alpha - \alpha'$	0,800	2,14	-1,68	0,11	0,031	0,030	0,45	0,18	-0,25
$\lambda = 317,6$	α		0,99	2,92	0,09	0,036	0,022	0,34	0,10	0,58
D	α'		0,02	4,89	0,03	0,012	—	0,03	—	0,71
$\lambda = 339,8$	$\alpha_D = \alpha - \alpha'$	0,360	0,97	-1,97	0,06	0,024	0,022	0,31	0,10	-0,13

Средние длины волн, нм	Показатель поглощения	O ₃	SO ₂	NO ₂	N ₂ O ₅	H ₂ O ₂	HNO ₃	Ацеталь- дегид	Ацетон	Акролеин
AD	$\alpha_{AD} = \alpha_A - \alpha_D$	1,388 (8,3)	2,13 (25,6)	0,45 (5,4)	0,06 (0,01)	0,016 (0,01)	0,011 (0,01)	0,16 (0,09)	0,15 (0,07)	-0,25 (-0,30)
AC	$\alpha_{AC} = \alpha_A - \alpha_C$	0,948 (8,3)	0,96 (16,9)	0,16 (2,8)	0,01 (0,01)	0,009 (0,01)	0,003 (0,01)	0,02 (0,04)	0,07 (0,48)	-0,13 (-0,23)
AB	$\alpha_{AB} = \alpha_A - \alpha_B$	0,608 (8,3)	-1,59 (-43,6)	0,18 (4,9)	0,01 (0,01)	0,005 (0,01)	0,002 (0,01)	0,0 (0,0)	0,04 (0,04)	-0,12 (-0,33)
BD	$\alpha_{BD} = \alpha_B - \alpha_D$	0,780 (8,3)	3,72 (79,5)	0,27 (5,8)	0,05 (0,02)	0,011 (0,01)	0,009 (0,02)	0,16 (0,34)	0,011 (0,09)	-0,13 (-0,28)
BC	$\alpha_{BC} = \alpha_B - \alpha_C$	0,340 (8,3)	2,55 (125,0)	-0,02 (-1,0)	0,0 (0,0)	0,004 (0,01)	0,001 (0,01)	0,02 (0,10)	0,03 (0,06)	-0,01 (-0,05)
CD	$\alpha_{CD} = \alpha_C - \alpha_D$	0,440 (8,3)	1,17 (44,3)	0,29 (11,0)	0,05 (0,04)	0,007 (0,01)	0,008 (0,03)	0,14 (0,53)	0,08 (0,12)	-0,12 (-0,45)
Максимальное отношение смеси газа в загрязненном воздухе		0,250	0,500	0,500	0,010	0,010	0,050	0,050	0,020	0,050

Примечание. Значения, поставленные в скобках, дают в процентах погрешности измерения ОС прибором Добсона для принятого количества фонового ОС 0,300 атм-см, для толщины слоя перемешивания 1 км и для указанных оценок максимального количества газа, которое временами может присутствовать в чрезвычайно загрязненном воздухе.

3.5. ВЛИЯНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ НА ИЗМЕРЯЕМОЕ ЗНАЧЕНИЕ СУММАРНОГО ОЗОНА

Как известно, величина показателя поглощения озона α_λ зависит от температуры [39]. При измерениях ОС используется солнечное излучение, проходящее через атмосферу, температура которой изменяется с изменением высоты над уровнем моря, широты, сезона, циркуляции атмосферы и других факторов.

Средняя температура озонового слоя $\bar{T}$ согласно [208] равна

$$\bar{T} = \frac{\int_{H_1}^{H_2} T(h) \rho_3(h) dh}{\int_{H_1}^{H_2} \rho_3(h) dh}, \quad (3.57)$$

где $T(h)$ — температура на высоте h ; $\rho_3(h)$ — плотность озона на высоте h ; H_1 и H_2 — нижняя и верхняя границы озонового слоя.

Средняя температура $\bar{T}$ была вычислена для ряда характеристик вертикальных распределений озона и для 10 стандартных профилей температуры [208]. Оказалось, что значения $\bar{T}$ колеблются в пределах от $\bar{T}_{\max} = -39^\circ\text{C}$ до $\bar{T}_{\min} = -62,3^\circ\text{C}$ со средним значением $\bar{T}_{\text{ср}} = -48^\circ\text{C}$.

Влияние температуры на измеряемое значение ОС определяют с помощью температурного коэффициента. Температурный коэффициент изменения разности показателей поглощения озона k_T определялся из предположения линейной зависимости этих разностей от температуры. Использовалась формула

$$k_T = \frac{(\sigma - \sigma')_{T_2} - (\sigma - \sigma')_{T_1}}{T_2 - T_1}. \quad (3.58)$$

Результаты расчета коэффициента k_T для разных пар длин волн спектрофотометра Добсона и значения T_1 и T_2 приведены в табл. 3.9 [208].

Таблица 3.9

Разности показателей поглощения озона по Вигру [211] для разных пар и двойных пар длин волн, температурные коэффициенты [208] и относительное изменение разностей показателей поглощения озона η в температурных условиях атмосферы

Пара длин волн	Разность показателей поглощения озона (атм·см ⁻¹) при		$k_T \cdot 10^3$ (атм·см·°C) ⁻¹	η %
	$T_1 = -50^\circ\text{C}$	$T_2 = 18^\circ\text{C}$		
A	1,750 ± 0,010	1,911 ± 0,013	(2,37 ± 0,24)	3,14 ± 0,33
B	1,135 ± 0,008	1,264 ± 0,013	(1,90 ± 0,22)	3,89 ± 0,44
C	0,800 ± 0,008	0,898 ± 0,011	(1,44 ± 0,20)	4,19 ± 0,58
D	0,360 ± 0,005	0,425 ± 0,012	(0,96 ± 0,19)	6,22 ± 1,23
AD	1,390 ± 0,011	1,486 ± 0,018	(1,41 ± 0,31)	2,35 ± 0,51
CD	0,440 ± 0,009	0,473 ± 0,016	(0,49 ± 0,27)	2,59 ± 1,42
AC	0,950 ± 0,013	1,013 ± 0,017	(0,93 ± 0,31)	2,28 ± 0,77

С помощью этого коэффициента были рассчитаны значения температурных изменений разности $(\alpha - \alpha')$ в процентах от этой разности при $T = -50^\circ\text{C}$ по формуле

$$\eta = \frac{(\bar{T}_{\max} - \bar{T}_{\min}) k_T \cdot 100}{(\alpha - \alpha')_{T_1}}. \quad (3.59)$$

Значения η также приведены в табл. 3.9. Как видно из табл. 3.9, температурные изменения разности $(\alpha - \alpha')$ для изменений средних температур атмосферы от $-62,3$ до -39°C и одиночных пар длин волн составляют 3—6 %, а для двойных пар — около 2 %. Примерно такие же значения η были получены, как указывается в работе [208], Уолшоу. Отсюда следует вывод, что температурное влияние атмосферы на значение разности показателей поглощения озона, применяемых для измерения ОС, превышает 2 %. Примерно такое же влияние (см. раздел 4) оказывают температурные изменения разности $(\alpha - \alpha')$ на измеряемое значение ОС.

4. ПОГРЕШНОСТЬ ИЗМЕРЕНИЯ СУММАРНОГО ОЗОНА И РЕЗУЛЬТАТЫ СРАВНЕНИЙ ОЗОНОМЕТРИЧЕСКИХ ПРИБОРОВ

4.1. ПОГРЕШНОСТЬ ИЗМЕРЕНИЯ СУММАРНОГО ОЗОНА

4.1.1. Вводные замечания

Вопрос о погрешности измерения ОС возник с самого начала измерения этой величины и до сих пор является актуальным. Анализом погрешности измерения ОС занимались многие исследователи, в частности авторы работ [39, 43, 47, 49, 62, 147, 153, 164, 197, 202]. Различают случайные и систематические погрешности измерения ОС.

Случайные погрешности измерения ОС обусловлены:

1. Ошибками наблюдателя, связанными с неточной наводкой озонометрического прибора на центр диска солнца; с неправильной установкой температурно-компенсационного устройства или светофильтров, что приводит к изменениям длин волн, выделяемых приборами; с ошибочными отсчетами по шкалам отсчетных устройств.

2. Нестабильностью электропитания усилительных устройств озонометрических приборов.

3. Наличием на пути луча, поступающего в озонометрический прибор а) аэрозольных слоев разной оптической плотности, б) движущихся облаков разных форм (в том числе легких пе-

ристых облаков), в) газов, которые поглощают ультрафиолетовое излучение.

4. Наличием в атмосфере рассеянного излучения, которое поступает в озонметрический прибор вместе с прямым солнечным излучением.

5. Колебаниями температуры стратосферы над местом наблюдений.

К систематическим погрешностям измерения ОС относятся:

1. Погрешности градуировки или калибровки озонметрических приборов и их узлов (включая градуировку оптического клина, градуировку температурно-компенсационного устройства и измерения спектральной чувствительности озонметра).

2. Погрешности в значениях атмосферно-оптических параметров, используемых при обработке первичных данных измерения ОС (значения показателей поглощения озона, оптической плотности релейской атмосферы, распределения энергии в солнечном спектре вне атмосферы и др.).

Случайные погрешности, указанные в пп. 1 и 2, устраняются путем улучшения качества наблюдений за ОС, повышения квалификации наблюдателей. Случайная погрешность, указанная в п. 3а и связанная с резкими колебаниями аэрозольной оптической плотности, устраняется частично большим числом отсчетов в данный срок, отступлением от намеченного срока наблюдений на несколько минут. Случайная погрешность, связанная с медленными колебаниями оптической плотности аэрозоля, вызываемая, в частности, прохождением длинных волн в атмосфере, рассматривается в разделе 4.1.2. Случайная погрешность, указанная в п. 3б, устраняется частично большим числом отсчетов, частично отступлением от срока наблюдений на несколько минут, а иногда и прекращением наблюдений в рассматриваемый срок. Случайная погрешность, указанная в п. 3в, рассматривалась в разделе 3.4.

Что касается случайной погрешности, указанной в п. 4, то предварительная оценка этой погрешности была рассмотрена в разделе 3.3 для однократно и двукратно рассеянного излучения в интервале высот солнца $1-90^\circ$. При этом был разработан критерий (3.47), применение которого в ряде случаев позволяет отбраковать данные измерений ОС с заметной погрешностью, связанной с рассеянным излучением атмосферы. Оценка погрешности, обусловленной рассеянным излучением, поступающим в прибор одновременно с прямым солнечным излучением, производится с помощью формулы (3.51). Если это выражение прологарифмировать и пренебречь величинами y и δ_λ , то для λ_1 получим

$$\lg Q_{\lambda_1} = \lg S_{\lambda_1} - \mu X \alpha_{\lambda_1} - m \beta_{\lambda_1} + \lg(1 + R_{\lambda_1} \omega_1). \quad (4.1)$$

Аналогично для длины волны λ_2 будем иметь

$$\lg Q_{\lambda_2} = \lg S_{\lambda_2} - \mu X \alpha_{\lambda_2} - m \beta_{\lambda_2} + \lg(1 + R_{\lambda_2} \omega_1). \quad (4.2)$$

Вычитая из выражения (4.1) выражение (4.2), находим X

$$X = \frac{\lg \frac{S_{\lambda_1}}{S_{\lambda_2}} - \lg \frac{Q_{\lambda_1}}{Q_{\lambda_2}} - m(\beta_{\lambda_1} - \beta_{\lambda_2})}{\mu(\alpha_{\lambda_1} - \alpha_{\lambda_2})} + \frac{1}{\mu(\alpha_{\lambda_1} - \alpha_{\lambda_2})} \lg \frac{1 + R_{\lambda_1} \omega_1}{1 + R_{\lambda_2} \omega_1}. \quad (4.3)$$

Учитывая формулу (2.38), в которой также можно пренебречь величинами δ и y , и обозначая истинное значение ОС, рассчитанное по формуле (4.3), через X_1 , получим, что относительная погрешность ОС, вызываемая рассеянным излучением, будет равна (%)

$$\frac{X_1 - X}{X} \cdot 100 = \frac{100}{X\mu(\alpha_{\lambda_1} - \alpha_{\lambda_2})} \lg \frac{1 + R_{\lambda_1} \omega_1}{1 + R_{\lambda_2} \omega_1}, \quad (4.4)$$

где X — значение ОС, которое измеряется на озонметрических станциях.

С помощью формулы (4.4) для примера оценим погрешность измерения ОС, связанную с рассеянным излучением для пары длин волн $\lambda_1 = 300$ нм, $\lambda_2 = 320$ нм, при $X = 0,3$ атм-см, $\theta = 10^\circ$ и $\omega_1 = 0,01$ ср (или $6,5^\circ$). В этом случае на основании табл. 2.2, 2.5 и 3.6 будем иметь

$$\begin{aligned} \frac{X_1 - X}{X} \cdot 100 &= \frac{100}{0,3 \cdot 5,23 \cdot 3,78} [\lg(1 + 3,99) - \\ &- \lg(1 + 0,0013)] = 11,8\%. \end{aligned}$$

Для стандартных пар длин волн A , C , D и пар длин волн, применяемых в озонметре М-83, при $10^\circ \leq \theta \leq 90^\circ$ значения погрешности, вычисленные по формуле (4.4), не превышают 1 %.

В значительно меньшем интервале высот солнца ($19,5-90^\circ$) погрешность, указанная в п. 4, была рассмотрена в работе [208]. При этом авторы работы [208] учитывали, что предельный угол спектрофотометра Добсона составляет 8° . При отсутствии аэрозоля погрешность, вызываемая рассеянием в интервале высот солнца $19,5-90^\circ$, не превышала 1 % для любой пары длин волн (A , C и D). Присутствие аэрозоля увеличивает эту погрешность до 8 % (при этом происходит кажущееся увеличение ОС). С ростом оптической массы μ указанная погрешность возрастает [208]. Для двойных пар длин волн (AD , CD , AC) указанная погрешность в рассматриваемом интервале высот солнца не превышает 1 % [208].

Случайная погрешность, указанная в п. 5 и связанная с колебаниями температуры атмосферы, является неустранимой, оценки этой погрешности рассматривались в разделе 3.5.

Систематические погрешности измерения ОС, указанные в п. 1, могут быть уменьшены в результате улучшения методик

градуировки или калибровки озонметрических приборов и их узлов. При этом основную роль будет играть качество озонметрического эталона или образцового средства измерения ОС. Систематические погрешности, названные в п. 2, уменьшаются по мере повышения точности численных значений, применяемых для расчетов ОС атмосферно-оптических параметров.

4.1.2. Оценка аэрозольной погрешности измерения суммарного озона

Из изложенного в разделах 2.1 и 2.2 следует, что измеряемые значения ОС зависят от разности $\delta_1 - \delta_2$ или двойной разности оптических плотностей атмосферного аэрозоля $(\delta_1 - \delta_2)_A - (\delta_1 - \delta_2)_B$. Выведем формулу, которая позволит оценить аэрозольную погрешность измерения ОС для прибора, работающего на одной паре длин волн. Без учета аэрозоля и газообразных примесей в атмосфере ОС рассчитывается на озонметрических станциях по формуле (3.53). С учетом аэрозоля истинные значения ОС следует рассчитывать по формуле

$$X' = \frac{N}{(\alpha - \alpha') \mu} - \frac{(\beta - \beta') m}{(\alpha - \alpha') \mu} - \frac{(\delta - \delta') m_1}{(\alpha - \alpha') \mu}. \quad (4.5)$$

Вычитая из формулы (3.53) формулу (4.5) и полагая $m_1 = \mu$, получим, что рассматриваемая относительная аэрозольная погрешность (%) равна

$$\frac{X - X'}{X} \cdot 100 = \frac{(\delta - \delta') \cdot 100}{(\alpha - \alpha') X}. \quad (4.6)$$

Из формулы (4.6) следует, что для нахождения аэрозольной погрешности необходимы данные о разности $\delta - \delta'$. Непосредственное измерение с достаточной для поставленной цели точностью разности $\delta - \delta'$ без учета ОС является в настоящее время невыполнимой задачей. Поэтому используются косвенные методы оценки этой разности [39, 43, 153, 147, 197, 202]. Один из таких методов заключается в расчете величины δ_λ по формуле (2.34) с применением различных функций распределения аэрозольных частиц по размерам. Если для этого использовать известное распределение Юнге, то, как показано в работе [46], будет справедливо соотношение

$$\frac{\delta}{\delta'} = \left(\frac{\lambda}{\lambda'} \right)^{3-n}, \quad (4.7)$$

где n — параметр распределения Юнге, а длины волн λ и λ' соответствуют оптическим плотностям аэрозоля δ и δ' .

Из формулы (4.7) после несложных преобразований получим

$$\delta - \delta' = \delta' \left[\left(\frac{\lambda'}{\lambda} \right)^{n-3} - 1 \right]. \quad (4.8)$$

В результате многолетних наблюдений на сети станций, расположенных на территории СССР, получили [46], что среднее значение параметра n равно 4. Используя его и близкие к нему значения n по формулам (4.8) и (4.6) рассчитали значения аэрозольной погрешности измерения ОС применительно к модернизированному озонметру М-83 (табл. 4.1). При этом использовали эффективные длины волн $\lambda = 312$ нм, $\lambda' = 328$ нм (табл. 2.9) и характерные значения δ' , равные 0,05, 0,1 и 0,2 Б.

Из табл. 4.1 следует, что оценка аэрозольной погрешности, полученная по рассматриваемой методике, колеблется в пределах 0,8—9 % со средним значением около 3 %. При этом, как видно из формул (4.8) и (4.6), присутствие аэрозоля в атмосфере вызывает завышение измеряемого значения ОС.

Таблица 4.1
Оценка относительной аэрозольной погрешности (%) измерения суммарного озона озонметром М-83 в зависимости от оптической плотности аэрозоля δ' при $\lambda = 312$ нм, $\lambda' = 328$ нм и параметра Юнге n

δ' Б	n		
	3,5	4	4,5
0,05	0,8	1,5	2,2
0,1	1,5	3	4,5
0,2	3	6	9

Следует, однако, отметить, что распределение Юнге, как известно, отличается от реальных распределений аэрозольных частиц по размерам в области частиц радиусом менее 0,2 мкм. Распределение Юнге, как правило, завышает количество аэрозольных частиц радиусом менее 0,2 мкм. В ра-

боте [54] показано, что неучет мелких частиц в распределении Юнге ($r < 0,06$ мкм или $r < 0,1$ мкм и др.) приводит к уменьшению крутизны кривой зависимости δ от λ . Если учесть эту особенность, исправить распределение Юнге и пересчитать табл. 4.1, то получим новые значения относительной аэрозольной погрешности, которые будут меньше приведенных в табл. 4.1.

Расчет аэрозольной погрешности измерения ОС по предложенной методике для разных пар длин волн спектрофотометра Добсона (A, C, D) дает значения погрешности, близкие к указанным в табл. 4.1. Подобная оценка аэрозольной погрешности для двойных пар длин волн (AD, CD и др.) показывает, что в этом случае значения погрешности будут в несколько раз меньше, чем в табл. 4.1.

К аналогичным выводам об аэрозольной погрешности измерения ОС пришли авторы работ [147, 153, 197, 202].

4.1.3. Оценка средних квадратических отклонений измеряемого значения суммарного озона

Результаты исследования случайных погрешностей измерения суммарного озона экспедиционным озонметром и озонметром М-83 приводятся в работе [43]. Для исследований выбирали слу-

чай, когда в период наблюдений заметных изменений метеорологических условий не отмечалось.

В табл. 4.2 приведены результаты наблюдений за суммарным озоном и его отклонениями от среднего значения $\bar{X}$.

Таблица 4.2

Значения суммарного озона и их отклонения от среднего значения (атм-см)
По прямому солнечному излучению. Экспедиционный озонометр № 5.
Восейково, 15 апреля 1965 г.

№ п/п	Время московское	θ°	X	$ X - \bar{X} $	№ п/п	Время московское	θ°	X	$ X - \bar{X} $
	ч мин					ч мин			
1	9 31	27,1	0,360	0,002	11	10 20	32,0	0,357	0,001
2	9 35	27,5	0,357	0,001	12	10 25	32,5	0,360	0,002
3	9 40	28,1	0,360	0,002	13	10 30	33,0	0,358	0,000
4	9 45	28,7	0,361	0,003	14	10 35	33,4	0,360	0,002
5	9 50	39,2	0,362	0,004	15	10 40	33,9	0,356	0,002
6	9 55	29,7	0,364	0,006	16	10 45	34,2	0,350	0,008
7	10 00	30,2	0,358	0,000	17	10 50	34,7	0,356	0,002
8	10 05	30,7	0,360	0,002	18	10 55	35,0	0,351	0,007
9	10 10	31,1	0,360	0,002	19	11 00	35,3	0,358	0,000
10	10 15	31,6	0,364	0,006	20	11 05	35,7	0,357	0,001
Среднее								0,358	0,0026

В результате обработки данных, приведенных в табл. 4.2, получили следующее значение среднего квадратического отклонения: $\sigma=0,0036$ атм-см.

Для более объективной оценки среднего квадратического отклонения значений ОС, полученных с помощью озонометра М-83, было проведено 26 серий измерения суммарного озона по прямому солнечному свету и по свету от зенита неба [43]. В табл. 4.3—4.5 приводятся некоторые результаты наблюдений и обработки полученных данных согласно [43]. В каждой таблице указано значение среднего квадратического отклонения σ .

Некоторые сводные результаты наблюдений и сведения о средних квадратических отклонениях данных озонометра М-83 и экспедиционного озонометра даны в табл. 4.6 и 4.7.

Как видно из табл. 4.6, наблюдаются различия в значениях ОС, измеренных в один и тот же день разными приборами. Так, 11 марта, 13 и 15 апреля 1965 г. они составляли соответственно 6, 5 и 3 %. Различия 11 марта и 13 апреля превышают случайные погрешности приборов и их следует приписать систематическим погрешностям приборов, связанным в основном с неточностью их градуировки. Примерно такие же различия показывали спектрофотометры Добсона в период международных сравнений [47, 49, 175].

Значения суммарного озона и их отклонения от среднего значения (атм-см)
По излучению безоблачного зенита неба. М-83 № 24-Р. Воейково, 22 апреля
1965 г.

№ п/п	Время московское	θ°	X	$ X - \bar{X} $	№ п/п	Время московское	θ°	X	$ X - \bar{X} $
	ч мин					ч мин			
1	10 10	43,2	0,292	0,004	11	10 30	45,2	0,281	0,007
2	10 12	43,4	0,296	0,007	12	10 32	45,4	0,288	0,000
3	10 14	43,6	0,282	0,006	13	10 34	45,7	0,276	0,012
4	10 16	43,8	0,308	0,020	14	10 36	45,8	0,279	0,009
5	10 18	44,0	0,298	0,010	15	10 38	46,0	0,280	0,008
6	10 20	44,2	0,287	0,001	16	10 40	46,2	0,296	0,008
7	10 22	44,4	0,286	0,002	17	10 42	46,4	0,283	0,005
8	10 24	44,6	0,286	0,002	18	10 44	46,6	0,288	0,000
9	10 26	44,9	0,278	0,010	19	10 46	46,8	0,303	0,015
10	10 28	45,0	0,280	0,008	20	10 48	47,0	0,290	0,002
Среднее								0,288	0,007

$$\sigma = 0,009 \text{ атм-см}$$

Таблица 4.4

Значения суммарного озона и их отклонения от среднего значения (атм-см).
По излучению зенита неба. Средняя облачность. М-83 № 5. Воейково,
17 апреля 1965 г.

№ п/п	Время московское	θ°	X	$ X - \bar{X} $	№ п/п	Время московское	θ°	X	$ X - \bar{X} $
	ч мин					ч мин			
1	11 00	48,1	0,307	0,029	11	11 20	49,7	0,273	0,005
2	11 02	48,2	0,303	0,025	12	11 22	49,8	0,267	0,011
3	11 04	48,4	0,300	0,022	13	11 24	50,0	0,277	0,001
4	11 06	48,6	0,285	0,007	14	11 26	50,1	0,270	0,008
5	11 08	48,8	0,277	0,001	15	11 28	50,2	0,281	0,003
6	11 10	48,9	0,274	0,004	16	11 30	50,3	0,268	0,010
7	11 12	49,0	0,288	0,010	17	11 32	50,4	0,282	0,004
8	11 14	49,2	0,273	0,005	18	11 34	50,6	0,288	0,010
9	11 16	49,3	0,288	0,010	19	11 36	50,8	0,251	0,027
10	11 18	49,5	0,275	0,003	20	11 38	50,9	0,243	0,035
Среднее								0,278	0,012

$$\sigma = 0,016 \text{ атм-см}$$

Таблица 4.5

Значения суммарного озона и их отклонения от среднего значения
По излучению зенита неба. Нижняя облачность. М-83 № 24-Р. Воейково,
21 апреля 1965 г.

№ п/п	Время московское	θ°	X	$ X - \bar{X} $	№ п/п	Время московское	θ°	X	$ X - \bar{X} $
	ч мин					ч мин			
1	9 28	38,3	0,364	0,055	11	9 48	40,7	0,324	0,015
2	9 30	38,5	0,308	0,001	12	9 50	40,9	0,316	0,007
3	9 32	38,7	0,275	0,034	13	9 52	41,0	0,326	0,017
4	9 34	39,0	0,295	0,014	14	9 54	41,3	0,300	0,009
5	9 36	39,3	0,309	0,000	15	9 56	41,5	0,297	0,012
6	9 38	39,6	0,329	0,020	16	9 58	41,8	0,300	0,009
7	9 40	39,8	0,301	0,008	17	10 00	42,0	0,318	0,009
8	9 42	40,0	0,273	0,036	18	10 02	42,2	0,323	0,014
9	9 44	40,2	0,280	0,029	19	10 04	42,4	0,298	0,011
10	9 46	40,4	0,324	0,015	20	10 06	42,6	0,313	0,004
Среднее								0,309	0,016

$$\sigma = 0,021 \text{ атм-см}$$

Таблица 4.6

Среднее квадратическое отклонение отдельного измерения суммарного озона
(атм-см).

По прямому солнечному излучению. Воейково, 1965 г.

Прибор	Дата измерения	Число случаев	$\bar{X}$	σ
М-83 № 23-Р	15 апреля	20	0,367	$\pm 0,014$
	11 марта	15	0,381	$\pm 0,006$
	13 апреля	15	0,345	$\pm 0,004$
М-83 № 24-Р	19 октября	19	0,276	$\pm 0,010$
Экспедиционный озонметр № 5	15 апреля	20	0,358	$\pm 0,004$
	11 марта	15	0,358	$\pm 0,002$
	13 апреля	15	0,364	$\pm 0,002$

Из табл. 4.2—4.7 следует, что среднее квадратическое отклонение отдельного измерения ОС колеблется в пределах 0,002—0,016 атм-см, что соответствует коэффициентам вариации (для $X=0,3$ атм-см) 1—5 %. При этом отмечается рост среднего квадратического отклонения при переходе от солнечных наблюдений к зенитным.

Среднее квадратическое отклонение отдельного измерения суммарного озона
(атм-см).

По излучению безоблачного зенита неба. Воейково, 1965 г.

Прибор	Дата измерения	Число случаев	$\bar{X}$	σ
М-83 № 5	5 июня	20	0,332	$\pm 0,015$
	8 июня	20	0,295	$\pm 0,010$
	25 мая	20	0,314	$\pm 0,009$
М-83 № 24-Р	22 июня	20	0,288	$\pm 0,009$
	12 июля	19	0,294	$\pm 0,009$
	13 августа	20	0,307	$\pm 0,005$

Средние коэффициенты вариации данных измерений ОС по спектрофотометрам Добсона колеблются в пределах 1—2 % (для измерений по прямому солнечному свету) [147, 164].

4.1.4. Оценка случайной погрешности измерения суммарного озона

Для оценки погрешности измерения ОС (без учета аэрозольной погрешности и погрешностей, указанных в разделе 3) в настоящей работе использовался известный метод оценки погрешностей косвенных измерений, поскольку оцениваемая нами погрешность зависит от погрешностей ряда других измеряемых или рассчитываемых величин. Абсолютная погрешность измеряемой величины ОС рассчитывалась по формуле

$$\Delta X = \sqrt{\sum_{i=1}^n \left(\frac{\partial f}{\partial y_i} \cdot \Delta y_i \right)^2}, \quad (4.9)$$

где y_i — аргументы функции $X = f(y_1, y_2, \dots, y_n)$, выражающей зависимость величины ОС от других величин; $\partial f / \partial y_i$ — частная производная; Δy_i — абсолютная погрешность непосредственно измеряемой или рассчитываемой величины y_i .

Относительная погрешность (%) величины X рассчитывалась по формуле

$$\delta X = 100 \sqrt{\left(\sum_{i=1}^n \left(\frac{\partial \ln f}{\partial y_i} \right) \Delta y_i \right)^2}, \quad (4.10)$$

где $\partial \ln f / \partial y_i$ — частная производная от натурального логарифма функции f . В формулах (4.9) и (4.10) под погрешностями Δy_i , ΔX и δX имеются в виду случайные погрешности. При больших

значениях погрешностей Δy_i формулы (4.9) и (4.10) дают только оценочные значения погрешностей ΔX и δX .

В качестве функции f использовались формулы для расчета ОС: формула (2.46) — спектрофотометр Добсона, двойная пара длин волн AD и формула (2.38), в которой положено, что $y_1=0$ и в качестве длин волн выбраны эффективные длины волн, соответствующие оптической массе $m=2$ — озонметр М-83. В результате дифференцирования выражений (2.46) и (2.38) и нахождения соответствующих частных производных для формулы (4.9) были получены следующие формулы: а) для пары длин волн

$$\Delta X = \sqrt{\left[\frac{0,4343 \Delta \left(\frac{I_0}{I'_0} \right)}{(\alpha - \alpha') \mu \left(\frac{I_0}{I'_0} \right)} \right]^2 + \left[\frac{0,4343 \Delta \left(\frac{I}{I'} \right)}{(\alpha - \alpha') \mu \left(\frac{I}{I'} \right)} \right]^2 + \left[\frac{m \Delta \beta}{(\alpha - \alpha') \mu} \right]^2 + \left[\frac{m \Delta \beta'}{(\alpha - \alpha') \mu} \right]^2 + \left[\frac{(\beta - \beta') \Delta m}{(\alpha - \alpha') \mu} \right]^2 + \left[\frac{X \Delta \mu}{\mu} \right]^2 + \left[\frac{X \Delta \alpha}{\alpha - \alpha'} \right]^2 + \left[\frac{X \Delta \alpha'}{\alpha - \alpha'} \right]^2}; \quad (4.11)$$

б) для двойной пары длин волн

$$\Delta X = \sqrt{\left[\frac{0,4343 \Delta \left(\frac{I_0}{I'_0} \right)_A}{\Delta \alpha_{AD} \mu \left(\frac{I_0}{I'_0} \right)_A} \right]^2 + \left[\frac{0,4343 \Delta \left(\frac{I}{I'} \right)_A}{\Delta \alpha_{AD} \mu \left(\frac{I}{I'} \right)_A} \right]^2 + \left[\frac{0,4343 \Delta \left(\frac{I_0}{I'_0} \right)_D}{\Delta \alpha_{AD} \mu \left(\frac{I_0}{I'_0} \right)_D} \right]^2 + \left[\frac{0,4343 \Delta \left(\frac{I}{I'} \right)_D}{\Delta \alpha_{AD} \mu \left(\frac{I}{I'} \right)_D} \right]^2 + \left[\frac{m \Delta \beta_A}{\Delta \alpha_{AD} \mu} \right]^2 + \left[\frac{m \Delta \beta'_A}{\Delta \alpha_{AD} \mu} \right]^2 + \left[\frac{m \Delta \beta_D}{\Delta \alpha_{AD} \mu} \right]^2 + \left[\frac{m \Delta \beta'_D}{\Delta \alpha_{AD} \mu} \right]^2 + \left[\frac{(\beta - \beta')_A - (\beta - \beta')_D}{\Delta \alpha_{AD} \mu} \Delta m \right]^2 + \left[\frac{X \Delta \sigma_A}{\Delta \alpha_{AD}} \right]^2 + \left[\frac{X \Delta \alpha'_A}{\Delta \alpha_{AD}} \right]^2 + \left[\frac{X \Delta \sigma_D}{\Delta \alpha_{AD}} \right]^2 + \left[\frac{X \Delta \alpha'_D}{\Delta \alpha_{AD}} \right]^2}, \quad (4.12)$$

где $\Delta \alpha_{AD} = (\alpha - \alpha')_A - (\alpha - \alpha')_D. \quad (4.13)$

Результаты расчета погрешности измерения суммарного озона
спектрофотометром Добсона (пара длин волн λD). $\theta=30^\circ$, $X=0,3$ атм-см

Компонента y_i	Погрешность		$\left(\frac{\partial f}{\partial y_i} \Delta y_i\right)^2 \cdot 10^8$	Компонента y_i	Погрешность		$\left(\frac{\partial f}{\partial y_i} \Delta y_i\right)^2 \cdot 10^8$
	абсолют- ная	относи- тельная			абсолют- ная	относи- тельная	
$(I_0/I'_0)_A$	—	0,02	980	β'_D	0,004	—	818
$(I/I')_A$	—	0,01	243	m	0,005	—	0
$(I_0/I'_0)_D$	—	0,02	980	μ	0,005	—	56
$(I/I')_D$	—	0,01	243	α_A	0,01	—	467
β_A	0,004	—	818	α'_A	0,005	—	117
β'_A	0,004	—	818	α_D	0,01	—	467
β_D	0,004	—	818	α'_D	0,005	—	117

Сумма 6942

$$\delta_X = \frac{\sqrt{6942 \cdot 10^{-8}}}{0,3} \cdot 100 = 2,8\%$$

Таблица 4.9

Результаты расчета погрешности измерения суммарного озона
модернизированным озонометром М-83. $\theta=30^\circ$, $X=0,3$ атм-см

Компонента y_i	Погрешность		$\left(\frac{\partial f}{\partial y_i} \Delta y_i\right)^2 \cdot 10^8$	Компонента y_i	Погрешность		$\left(\frac{\partial f}{\partial y_i} \Delta y_i\right)^2 \cdot 10^8$
	абсолют- ная	относи- тельная			абсолют- ная	относи- тельная	
I_0/I'_0	—	0,02	2937	m	0,005	—	10
I/I'	—	0,02	2937	μ	0,005	—	56
β	0,004	—	2500	α	0,01	—	1 406
β'	0,004	—	2500	α'	0,01	—	1 406

Сумма 13752

$$\delta_X = \frac{\sqrt{13752 \cdot 10^{-8}}}{0,3} \cdot 100 = 3,9\%$$

С помощью формул (4.11) и (4.12) были рассчитаны погрешности измерения ОС спектрофотометром Добсона (табл. 4.8) и модернизированным озонометром М-83 (табл. 4.9).

Как видно из табл. 4.8 и 4.9, основной вклад в погрешность измерения ОС вносят помимо погрешности величины I_0/I'_0 погрешности измерения (или расчета) величин I/I' , β и α .

Суммарная погрешность спектрофотометра Добсона и озонометра М-83 составляет 6,7 % (для $m=2$). Вместе с аэрозольной погрешностью (раздел 4.12) эта суммарная погрешность может достигнуть 10 % и более.

4.2. РЕЗУЛЬТАТЫ ОФИЦИАЛЬНЫХ СРАВНЕНИЙ РАЗЛИЧНЫХ ОЗОНОМЕТРИЧЕСКИХ ПРИБОРОВ

Сравнения различных озонометрических приборов позволяют получить объективные сведения о сравнимости данных, которые получают с помощью этих приборов. Мировые озонометрические данные [199], которые в настоящее время используются для исследований, получены в основном с помощью трех групп приборов: английской (спектрофотометр Добсона), советской (озонометр М-83) и французской (приборы Васси и Расула). В количественном отношении на мировой озонометрической сети преобладают две первые группы приборов. Поэтому наибольшее значение имеют сравнения озонометрических приборов двух первых групп. Сравнения были организованы как внутрисоюзные, так и международные [49, 79, 99, 174, 175, 202].

В 1959 г. в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова междугосударственной комиссией от ряда учреждений впервые было произведено сравнение различных озонометрических приборов путем параллельных измерений по ним ОС в атмосфере [71]. В результате было выяснено, что среднее за день отклонение g показаний немодернизированного озонометра М-83 от показаний спектрофотометра Добсона не превышает 8,5 % (табл. 4.10). Отклонения показаний других озонометрических приборов от показаний спектрофотометра Добсона были больше, чем у озонометра М-83.

Важное значение для озонометрии имели первые официальные международные сравнения озонометрических приборов в Шюфоксе 11—22 мая 1969 г., организованные метеослужбой ВНР [43]. В этих сравнениях приняли участие специалисты семи стран: ВНР (спектрофотометр Добсона № 110 и озонометр М-83 № 22), ГДР (спектрофотометры Добсона № 64 и 71), ПНР (спектрофотометр Добсона № 84), СРР (озонометр М-83 № 51), СССР (озонометр М-83 № 60 и спектрограф ИСП-22), ЧССР (спектрофотометр Добсона № 74), СФРЮ (озонометр М-83 № 45). В истории озонометрии до этого не было известно другого подобного случая, когда на сравнения было собрано столь большое количество приборов из разных стран.

Сведения об основных результатах официальных сравнений спектрофотометров Добсона и озонметров М-83

По прямому солнечному излучению, до введения поправок по результатам сравнений; без аэрозольной поправки для приборов М-83

Дата	Место	Прибор		g		Источник
		для сравнений	условный эталон и длины волн	от	до	
2, 4, 5, 7 июня 1959 г.	Ленинград (СССР)	М-83 № 5 (СССР)	с/ф Добсона № 9, пара С	+5,6	—8,5	[47, 71]
13, 18, 19 декабря 1963 г.	Ташкент (СССР)	с/ф Добсона № 71 (ГДР), М-83 № 10 и 11 (СССР)	с/ф Добсона № 71, пара AD	+2,2 —1,6	—17,3 (№ 10) —20,9 (№ 11)	[43, 47]
12, 13, 15 мая 1969 г.	Шиофок (ВНР)	с/ф Добсона № 84 (ПНР), № 64 (ГДР), № 71 (ГДР), № 110 (ВНР), № 74 (ЧССР); М-83 № 22 (ВНР), № 45 (СФРЮ), № 51 (СРР), № 60 (СССР)	с/ф Добсона № 84, пара AD	+0,6 +14,2 +12,9 +2,2 +14,8 +19,4 +20,0 +10,5	—3,4 (№ 64) +8,6 (№ 71) +6,2 (№ 110) +0,6 (№ 74) —11,7 (№ 22) —9,6 (№ 45) —6,9 (№ 51) —6,6 (№ 60)	[43, 47]

Дата	Место	Прибор		g		Источник
		для сравнений	условный эталон и длины волн	от	до	
24, 25, 26, 29, 30, 31 мая, 2, 3, 5, 6, 8, 9 июня 1969 г.	Ленинград (СССР)	с/ф Добсона № 108 (СССР), № 9 (СССР); М-83 № 24 (СССР), М-83 № 61 модерн. (СССР); Экспедиционный озонметр № 10 (СССР)	с/ф Добсона № 108, пара AD	+11,0 +4,1 +1,5 +9,9	—10,0 (с/ф № 9) —14,5 (№ 24) —3,8 (№ 61 модерн.) +1,0 (№ 10)	[99]
26, 27, 28 июня 1, 3 июля 1974 г.	Бельск (Польша)	с/ф Добсона № 41 (Великобритания), № 64 (ГДР), № 77 (Канада), № 83 (США), № 84 (ПНР), № 96 (АРГ), № 101 (Швейцария), № 108 (СССР), № 110 (ВНР), № 71 (Индия); М-83 № 58 модерн. (СССР)	с/ф Добсона № 83, пара AD	—1,0 —2,7 +3,7 —5,0 0,0 —1,6 —2,9 —5,8 +2,8 +0,8	—3,3 (№ 41) —4,7 (№ 64) —1,9 (№ 77) —7,5 (№ 84) —1,4 (№ 96) —3,3 (№ 10) —4,6 (№ 108) —6,4 (№ 110) +0,8 (№ 112) —2,6 (№ 58)	[47, 175, 176]

Примечание: $g = \frac{X_p - X_s}{X_s} \cdot 100\%$, где X_p и X_s — значения ОС по поверяемому прибору и эталонному прибору соответственно.

Перед началом сравнений все озонметрические приборы были подвергнуты контролю с помощью стандартных и ртутных ламп, приданных каждому прибору. В результате контрольных измерений было установлено, что все приборы сохранили параметры контроля, установленные во время их последней градуировки.

Сравнения в Шиофоке производили путем синхронных измерений ОС всеми приборами, установленными на измерительной площадке. Интервалы между соседними отсчетами изменяли в зависимости от высоты солнца, состояния облачности и задач сравнений в основном от 5 мин до 1 ч, в среднем они составляли 15 мин. Число отсчетов в течение одного дня менялось в основном от 10 до 20. Озонная масса изменялась в период сравнений от 1,14 до 3,02.

По соглашению всех участников сравнений в качестве условного эталона на этих сравнениях был принят спектрофотометр Добсона № 84 из ПНР. С данными этого прибора, полученными на двойной паре длин волн AD , сравнивались данные других приборов.

Наблюдения за озоном по спектрофотометрам Добсона производили на парах длин волн A , D , C и двойных парах AD и CD . Обработку результатов наблюдений для всех приборов производили согласно инструкциям и методическим указаниям [92, 164].

Основные результаты сравнений озонметрических приборов в Шиофоке приведены в табл. 4.10, они позволяют сделать следующие выводы:

1. Для каждого спектрофотометра Добсона наблюдались несовпадения средних за день данных ОС, полученных на разных парах или двойных парах длин волн. Эти несовпадения достигали в отдельных случаях 20 % и более (№ 64, 74).

2. Наблюдались значительные несовпадения средних за день данных ОС, полученных на одних и тех же парах или двойных парах длин волн по разным спектрофотометрам Добсона. Эти несовпадения в небольшом числе случаев превышали 20 %.

3. Отклонения средних за день данных ОС, измеренных спектрофотометрами Добсона на основной двойной паре длин волн AD , от соответствующих данных, измеренных по условному эталону, в ряде случаев превышали 10 % (№ 71, 110).

4. Данные, полученные по пяти спектрофотометрам Добсона, позволяют разделить эти приборы на две группы с близкими значениями ОС. К первой группе относятся приборы № 84, 74 и 64, ко второй группе — приборы № 71 и 110. Приборы первой группы давали значения ОС в среднем на 10 % (волны AD) меньше, чем приборы второй группы.

5. Отклонения средних за день данных, измеренных по озонметру М-83 № 60 от соответствующих данных по спектрофотометру Добсона № 84 (волны AD), не превышали 10,5 %.

6. Значения средних квадратических отклонений за каждый день сравнений для спектрофотометров Добсона колебались в пределах $1,4 \cdot 10^{-3}$ — $30,5 \cdot 10^{-3}$ атм-см, составляя в среднем около

$10 \cdot 10^{-3}$ атм-см, для озонметров М-83 — в пределах $7,8 \cdot 10^{-3}$ — $48,9 \cdot 10^{-3}$ атм-см, составляя в среднем около $25 \cdot 10^{-3}$ атм-см.

Анализ полученных выводов позволяет сделать следующее заключение. Значительные расхождения в показаниях спектрофотометров Добсона можно объяснить либо их неудовлетворительной градуировкой, либо их неустойчивостью. То обстоятельство, что на сравнениях спектрофотометры Добсона пришлось разделить на две группы с разными значениями ОС, говорит о неслучайности расхождений. Для улучшения качества данных наблюдений за ОС на сети станций, очевидно, необходимо улучшить метрологическое обслуживание озонметрических приборов, улучшить качество их градуировки и чаще производить градуировки и привязки к образцовым средствам измерения ОС.

Из п. 6 следует, что средний коэффициент вариации ОС равен для спектрофотометров Добсона $\frac{10 \cdot 100}{320} = 3,1 \%$, для озонметров М-83 $\frac{25 \cdot 100}{320} = 7,8 \%$ ¹. В указанные значения коэффициентов вариации вошли дополнительные погрешности, вызванные колебаниями ОС в период сравнений. Если измерения ОС производить в течение более короткого промежутка времени, чем во время сравнений, и с меньшими интервалами между отсчетами, то среднее значение коэффициента вариации будет меньше указанных здесь значений. Это подтверждают результаты, полученные в разделе 4.1.3.

С 24 мая по 9 июня 1969 г. в Воейково междуведомственной комиссией от ряда учреждений были проведены официальные внутрисозные сравнения ряда озонметрических приборов [99].

Программа сравнений озонметрических приборов была аналогична программе, принятой на международных сравнениях в Шиофоке.

Основные результаты сравнений в Воейково в 1969 г. приводятся в табл. 4.10.

Из работы [99] и табл. 4.10 можно сделать следующие выводы:

1. Результаты сравнений спектрофотометров Добсона и озонметров М-83 в основном аналогичны результатам сравнений таких же приборов в Шиофоке.

2. Отклонения средних за день данных ОС, полученных по озонметру М-83 № 61 (с новыми светофильтрами), от данных спектрофотометра Добсона № 108 (на двойной паре длин волн AD) не превышали 10 %.

3. Среднее квадратическое отклонение ОС за все дни сравнений для спектрофотометра Добсона (волны AD) составляло в среднем, как и на сравнениях в Шиофоке, $10 \cdot 10^{-3}$ атм-см, для озонметра М-83 — около $25 \cdot 10^{-3}$ атм-см.

¹ Для уменьшения коэффициента вариаций на озонметрических станциях СССР производят в сутки 21 измерение ОС, что в 2—3 раза больше, чем на зарубежных станциях.

Начиная с 1974 г. под эгидой Всемирной метеорологической организации было проведено несколько международных сравнений и интеркалибровок озонметрических приборов [79, 80, 175, 176, 202].

С 26 июня по 31 июля 1974 г. были проведены международные сравнения и интеркалибровка озонметрических приборов в Бельске (ПНР). Основные результаты этих сравнений приведены в табл. 4.10.

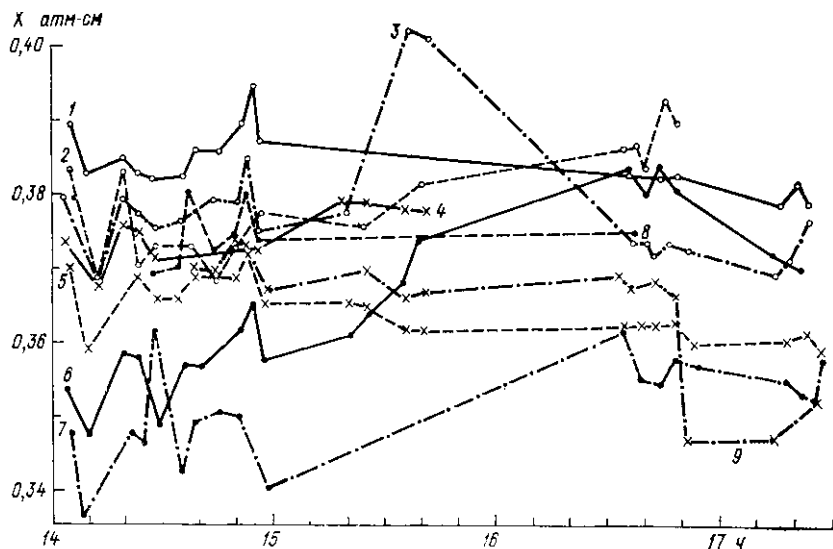


Рис. 4.1. Данные о суммарном озоне, полученные в период международных сравнений озонметрических приборов в Бельске 29 июня 1974 г. Прямое солнечное излучение, двойная пара длин волн AD.

2 — модернизированный озонметр М-83 № 58 (СССР); спектрофотометры Добсона: 1 — № 77 (Канада), 3 — № 112 (Индия), 4 — № 83 (США), 5 — № 108 (СССР), 6 — № 64 (ГДР), 7 — № 84 (ПНР), 8 — № 96 (АРЕ), 9 — № 101 (Швейцария).

В целом, как видно из этой таблицы, пределы отклонений g у старых приборов М-83 заметно больше, чем у спектрофотометров Добсона. У модернизированных приборов М-83 (№ 61 и 58) пределы g не превышают таковые у спектрофотометров Добсона. Если исключить данные спектрофотометра Добсона № 9 (он работает на паре длин волн C), то оказывается, что за все время сравнений значения g для спектрофотометров Добсона колебались от +3,7 до -7,5 %. Значения g для модернизированных приборов М-83 были близки к этим значениям.

Значения отклонений g для отдельных синхронных отсчетов были больше, чем для средних за день. Для характеристики отклонений синхронных отсчетов ОС приводится рис. 4.1, построенный по данным работ [175, 176] до введения поправок (поправки в расчетные таблицы спектрофотометров Добсона были введены по результатам самих сравнений с целью их взаимной привязки). Как видно из рис. 4.1, пределы отклонений X для синхронных

отсчетов за рассматриваемый день были равны 0,34 и 0,40 атм-см, что составило 16 %. Из рис. 4.1 также следует, что разовые значения ОС, измеренные модернизированным прибором М-83 № 58 (кривая 2), лежат в пределах колебаний ОС, измеренных различными спектрофотометрами Добсона. На рисунке хорошо заметен ложный суточный ход ОС, который показали некоторые спектрофотометры Добсона (№ 64, 84, 101) и который вызван, по-видимому, неверными значениями внеатмосферных спектральных постоянных, выбранных для этих приборов.

Основные результаты международных сравнений и интеркалибровок озонметрических приборов в США приводятся в табл. 4.11 и 4.12. Из табл. 4.11 видно, что отклонения средних за день значений суммарного озона g , полученных по модернизированному прибору М-83, от соответствующих данных по спектрофотометрам Добсона не превосходили 5,3 %. Однако отклонения данных, полученных по спектрофотометрам Добсона, от данных по эталонному прибору Добсона № 83 (табл. 4.12) были значительны и достигали для некоторых спектрофотометров 4—10 % (приборы № 71, 96, 105), несмотря на то, что прибор № 96 был ранее (в 1974 г. в Бельске) привязан к эталонному спектрофотометру Добсона № 83.

Таблица 4.11

Результаты сравнений озонметрических приборов СССР и США в 1976 г. [79]

Дата	М-83 № 121		с/ф Добсона № 63 и 82		g %
	X матм-см	число наблуден.	X матм-см	число наблуден.	
Мауна-Лоа					
6 октября	264	6	266	4	—0,75
8	268	4	270	2	—0,74
12	262	5	269	1	—2,6
13	261	4	271	3	—3,7
14	252	16	266	3	—5,3
15	254	14	263	4	—3,4
19	273	35	280	3	—2,5
20	268	6	279	3	—4,0
21	271	11	Данных нет	—	—
25	266	27	Данных нет	—	—

Боулдер

28 октября	298	5	307	1	—2,9
29	306	7	301	1	+1,7
1 ноября	270	2	281	2	—3,9

Для суждения об отклонениях разовых значений ОС, получаемых по модернизированным озонметрам М-83 и спектрофотометрам Добсона, приводятся табл. 4.13 и 4.14.

Из этих таблиц следует, что у модернизированного прибора М-83 заметной зависимости данных ОС от высоты солнца не

Результаты интеркалибровки спектрофотометров Добсона в Боулдере (США) в 1977 г. [202]

Номер прибора	Страна	Поправки к величине N					ε % для двойной пары длин волн AD ($X_{AD}=0,3$ атм-см)			
		ΔN_A	ΔN_C	ΔN_D	ΔN_{AD}	ΔN_{CD}	$\mu=1$	$\mu=2$	$\mu=3$	среднее
41	Англия	0,0378	0,0335	0,0308	0,0070	0,0027	1,70	0,83	0,57	1,03
71	ГДР	-0,0488	-0,0721	-0,0920	0,0432	0,0199	10,37	5,20	3,46	6,34
77	Канада	0,0373	0,0275	0,0450	-0,0077	-0,0175	-1,83	-0,93	-0,60	-1,12
83	США	Эталонный спектрофотометр								
96	Египет	-0,0871	-0,0536	-0,0691	-0,0180	0,0155	-4,33	-2,17	-1,43	-2,64
105	Австралия	0,0069	-0,0130	-0,0119	0,0188	-0,0011	4,50	2,27	1,50	2,76
108	СССР	0,0662	0,0423	0,0713	-0,0051	-0,0290	-1,23	-0,60	-0,40	-0,74
112	Индия	0,0286	0,0315	0,0270	0,0016	0,0045	0,36	0,20	0,13	0,23
116	Япония	0,0025	0,0029	0,0069	-0,0044	-0,0040	-1,07	-0,53	-0,33	-0,64

Результаты сравнений озонометра М-83 № 58 (СССР) и спектрофотометра Добсона № 83 (ША), являющегося международным эталоном, в Бельске (Польша) в 1974 г.

θ°	Общее содержание озона, матм-см		g %	θ°	Общее содержание озона, матм-см		g %
	с/ф Доб-сона № 83	М-83 № 58			с/ф Доб-сона № 83	М-83 № 58	
28 июня				29 июня			
29,5	381	381	0	48,0	377	364	—3,4
29,1	382	367	—3,9	48,0	377	375	—0,5
28,0	382	375	—1,8	47,4	375	372	—0,8
28,0	382	365	—4,5	46,6	372	368	—1,1
Среднее	382	372	—2,6	42,4	374	378	1,1
				39,1	379	380	0,3
				38,3	379	380	0,3
				36,8	378	382	1,1
				36,2	375	381	1,6
				Среднее	375	377	0,5
29 июня							
50,0	374	402	7,5				
50,0	374	370	—1,1				
48,9	368	371	0,8				

Таблица 4.14

Результаты сравнений озонметра М-83 № 121 (СССР) и спектрофотометра Добсона № 83 (США), являющегося международным эталоном, в Боулдере (США) в 1977 г.

Общее содержание озона, матм-см				g %	Общее содержание озона, матм-см				g %
с/ф Доб-сона, № 83		М-83 № 121			с/ф Доб-сона, № 83		М-83 № 121		
2 августа					20 августа				
33,5	313	315	0,6	20,5	304	325	6,9		
35,4	312	318	1,9	21,3	304	316	3,9		
37,0	311	304	—2,2	22,9	305	300	—1,6		
38,7	310	298	—3,9	23,6	396	311	1,6		
49,0	307	297	—3,3	24,4	306	309	1,0		
51,5	306	294	—3,9	26,3	306	285	—6,9		
60,7	304	290	—4,6	28,8	307	293	—4,6		
61,2	304	297	—2,3	30,5	307	302	—1,6		
62,1	304	292	—3,9	36,5	306	303	—1,0		
63,1	304	294	—3,3	45,8	304	297	—2,3		
Среднее	308	300	—2,5	47,6	304	289	—4,9		
				50,1	303	288	—4,9		
				53,6	302	284	—6,0		
				54,9	302	287	—5,0		
				58,5	301	290	—3,6		
				61,2	300	288	—4,0		
				Среднее	304	301	—0,86		
20 августа									
16,7	300	303	1,0						
17,5	301	325	8,0						
18,3	302	312	3,3						
19,8	303	314	3,6						

обнаруживается (она отмечалась у немодернизированных приборов М-83). Относительная погрешность разовых значений ОС, получаемых по прибору М-83, не превышает 8 %, а относительная погрешность средних за день значений ОС не превышает 2,6 % (при этом принимается, что погрешность международного озонометрического эталона равна нулю).

Значительный интерес для озонометрии представляют результаты длительных сравнений озонометрических приборов. В 1971—1979 гг. в Воейково были проведены длительные сравнения спектрофотометра Добсона № 108 и модернизированных озонометров М-83 № 94 и 69. Сравнение озонометрических приборов производилось на крыше актинометрического павильона в Воейково. Расхождение во времени между отсчетами по обоим приборам не превышало 5 мин.

Сведения о калибровках и градуировках сравниваемых приборов приводятся в табл. 4.15 и 4.16. Как видно из табл. 4.16, коэффициенты привязки K_n озонометров М-83 № 94 и 69 практически не изменялись в период сравнений.

Основные результаты сравнений озонометрических приборов приведены в табл. 4.17 и 4.18. Из табл. 4.17 видно, что средние за год значения ОС по обоим приборам в течение 9 лет отличались друг от друга от $-1,44$ до $+1,99$ %.

Таблица 4.15

Сведения о калибровках спектрофотометра Добсона № 108 (двойная пара длин волн λD)

Год калибровки	Место калибровки	Величина N при		Примечания
		$R=100$	$R=150$	
1968 1975	Англия, фирма Век Бельск, ПНР	0,830 0,779	1,330 1,311	Привязка клина без его инструментальной калибровки С новой калибровкой клина
1978	Боулдер, США	0,830	1,341	

Таблица 4.16

Сведения о градуировках озонометров М-83 в Воейково в 1970—1981 гг.

Номер озонометра М-83	Дата градуировки	K_n	Период работы озонометров с указанными K_n
94	Май 1970 г.	0,94	1970—1975 гг.
	Май 1971 г.	0,95	
69	Май 1975 г.	1,02	1975—1981 гг.
	Июнь 1976 г.	1,01	
	Июнь 1980 г.	1,01	

Среднее за год отклонение данных по озонметру М-83 от синхронных данных по спектрофотометру Добсона № 108. Воейково, 1971—1979 гг. (n — число парных случаев измерений по прямому солнечному излучению)

Год	n	$g\%$	Год	n	$g\%$
Озонметр М-83 № 94			Озонметр М-83 № 69		
1971	298	0,30	1975	150	0,06
1972	268	0,17	1976	321	0,12
1973	181	-1,44	1977	276	0,61
1974	264	-0,56	1978	44	1,55
			1979	15	1,99

Таблица 4.18

Распределение по градациям отклонений (по абсолютному значению) суммарного озона по данным озонметра М-83 и спектрофотометра Добсона № 108 (двойная пара длин волн AD)

По прямому солнечному излучению, Воейково (в числителе — число случаев, в знаменателе — число случаев в процентах от общего числа случаев)

Год	Градации отклонений, %					Общее число случаев
	0—2	2—5	5—10	10—15	более 15	
Озонометр М-83 № 94						
1971	$\frac{103}{34,6}$	$\frac{113}{37,9}$	$\frac{68}{22,8}$	$\frac{9}{3,0}$	$\frac{5}{1,7}$	$\frac{298}{100}$
1972	$\frac{144}{53,7}$	$\frac{96}{35,8}$	$\frac{25}{9,3}$	$\frac{3}{1,1}$	$\frac{0}{0,0}$	$\frac{268}{100}$
1973	$\frac{85}{47,0}$	$\frac{61}{33,7}$	$\frac{31}{17,1}$	$\frac{2}{1,1}$	$\frac{2}{1,1}$	$\frac{181}{100}$
1974	$\frac{118}{44,7}$	$\frac{92}{34,8}$	$\frac{51}{19,3}$	$\frac{3}{1,1}$	$\frac{0}{0,0}$	$\frac{264}{100}$
Озонометр М-83 № 69						
1975	$\frac{75}{50,0}$	$\frac{55}{36,7}$	$\frac{15}{10,0}$	$\frac{3}{2,0}$	$\frac{2}{1,3}$	$\frac{150}{100}$
1976	$\frac{160}{49,2}$	$\frac{89}{27,4}$	$\frac{49}{15,1}$	$\frac{36}{8,0}$	$\frac{1}{0,3}$	$\frac{325}{100}$
1977	$\frac{144}{52,2}$	$\frac{105}{38,0}$	$\frac{19}{6,9}$	$\frac{7}{2,5}$	$\frac{1}{0,4}$	$\frac{276}{100}$
1978	$\frac{20}{45,5}$	$\frac{21}{47,7}$	$\frac{3}{6,8}$	$\frac{0}{0,0}$	$\frac{0}{0,0}$	$\frac{44}{100}$
Среднее	$\frac{106,1}{47,2}$	$\frac{79,0}{36,5}$	$\frac{32,6}{13,4}$	$\frac{6,6}{2,4}$	$\frac{1,4}{0,6}$	$\frac{225,7}{100}$

В табл. 4.18 приведено распределение по градациям отклонений ОС, полученных в период сравнений спектрофотометра Добсона и озонметров М-83. Как видно из таблицы, число отклонений, превышающих 10 %, в среднем меньше 3 %. За пределы суммарной относительной погрешности сравниваемых приборов ($\delta(X)_{\text{сум}} = 10,7\%$) вышло не более 3 % пар случаев, которые можно отнести к промахам измерений.

Учитывая то обстоятельство, что спектрофотометр Добсона № 108 является региональным образцовым средством измерения ОС, была произведена обработка данных сравнений по отношению к данным спектрофотометра Добсона. С этой целью была найдена оценка среднего квадратического отклонения значения разности между данными измерений ОС по озонметру М-83 и спектрофотометру Добсона $S(\bar{\Delta})$ и относительная погрешность данных измерений $\delta(X)$ озонметра М-83. Величину $S(\bar{\Delta})$ находили по формуле

$$S(\bar{\Delta}) = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\Delta_i - \bar{\Delta})^2}{n(n-1)}}, \quad (4.14)$$

где

$$\Delta_i = X_{\text{М-83}i} - X_{\text{Д}i},$$

$$\bar{\Delta} = \frac{\sum_{i=1}^n \Delta_i}{n},$$

n — число случаев парных наблюдений.

Относительную погрешность измерений ОС по озонметру М-83 определяли по формуле

$$\delta(X) = \pm 100 \frac{|\bar{\Delta}| + 2S(\bar{\Delta})}{\bar{X}_{\text{Д}}}, \quad (4.15)$$

где

$$\bar{X}_{\text{Д}} = \frac{\sum_{i=1}^n X_{\text{Д}i}}{n};$$

$X_{\text{Д}i}$ — по спектрофотометру Добсона, $X_{\text{М-83}i}$ — по озонметру М-83.

Формула (4.15) выведена в предположении, что надежность величины $\delta(X)$ равна 0,95.

Результаты расчета величин $S(\bar{\Delta})$ и $\delta(X)$ для 21 серии совместных измерений приведены в табл. 4.19. Из таблицы следует, что значение $S(\bar{\Delta})$ колеблется в пределах 1,0—4,1 матм-см со средним

Оценка среднего квадратического отклонения значений разности между данными измерений суммарного озона по озонόμεтру М-83 и спектрофотометру Добсона № 108 и относительная погрешность данных озонόμεтра М-83.
Воейково

Дата	$\bar{X}_D$ матм-см	n	$S(\bar{X})$ матм-см	$\delta(X)$ %	Дата	$\bar{X}_D$ матм-см	n	$S(\bar{X})$ матм-см	$\delta(X)$ %
Озонόμεтр М-83 № 94					Озонόμεтр М-83 № 69				
18 мая 1972 г.	411	23	2,0	1,2	8 июня 1975 г.	303	21	1,6	2,05
20 июня	305	17	3,3	4,1	24	328	18	1,4	3,0
1 августа	339	19	2,4	1,7	3 июля	342	15	1,7	1,6
11 мая 1973 г.	336	13	1,5	1,5	20 мая 1976 г.	381	21	1,7	1,4
16 июля	362	14	2,05	3,1	22	410	21	2,3	1,8
25 сентября	297	12	2,3	2,2	28	399	21	3,3	1,9
29 марта 1974 г.	335	21	2,8	3,8	15 июня 1977 г.	333	21	1,0	1,2
30	346	26	3,0	2,0	18	341	24	2,7	1,9
31	348	23	2,6	1,8	8 июля	336	21	1,4	1,1
					30 мая 1978 г.	373	6	4,1	2,7
					6 июня	332	6	1,8	2,6
					26 июля	346	6	3,5	3,2
					Среднее	348	17,6	2,3	2,2

значением 2,3 матм-см, а значение $\delta(X)$ — в пределах 1,1—4,1 % со средним значением 2,2 %.

Помимо официальных сравнений озонметрических приборов было проведено несколько неофициальных сравнений, в частности в Софии в 1966—1967 гг. [157]¹, Бельске в 1969—1970 гг. [174] и Будапеште в 1969—1970 гг. [155]. Следует отметить, что при всех неофициальных сравнениях озонметрических приборов использовали немодернизированные озонόμεтры М-83, которые в 1972 г. изъяли из употребления на озонметрической сети СССР. Результаты неофициальных сравнений озонметрических приборов близки к тем, которые были получены в СССР при сравнении немодернизированных приборов (см. табл. 4.10).

В 1979—1980 гг. в США на о. Уоллопс были произведены длительные международные сравнения различных озонметрических приборов [202]. Сравнивали спектрофотометры Добсона № 38 и 72, озонόμεтр М-83, озонметрический прибор Бруэра, фильтро-

¹ В работе [157] наличие фиктивного суточного хода ОС, полученного по немодернизированному озонόμεтру М-83, объясняется зависимостью эффективного показателя поглощения озона от оптической массы озона вследствие эффекта Форбса. Указанное объяснение было бы верным, если бы расчет ОС производился по квазимонохроматическому методу и если бы этот фиктивный ход имел максимум в полдень. Но расчет ОС производился по интегральному методу, который учитывает эффект Форбса, а наблюдаемый фиктивный суточный ход ОС имеет минимум в полдень. В действительности фиктивный ход ОС возник из-за разградуировки озонόμεтра, поскольку с момента градуировки в Ленинграде прошло более двух лет.

вый озонметр из Новой Зеландии и фильтровый озонметр «Сентран» из США. В новозеландском и американском фильтровых озонометрах использовались узкополосные интерференционные светофильтры с полушириной 1—2 нм. Некоторые результаты сравнений озонметрических приборов на о. Уоллопс приводятся согласно [202] на рис. 4.2—4.4. На этих рисунках представлены измеренные разности $\Delta X = X_d - X$, где X_d — по спектрофотометру Добсона, а X — по сравниваемому прибору.

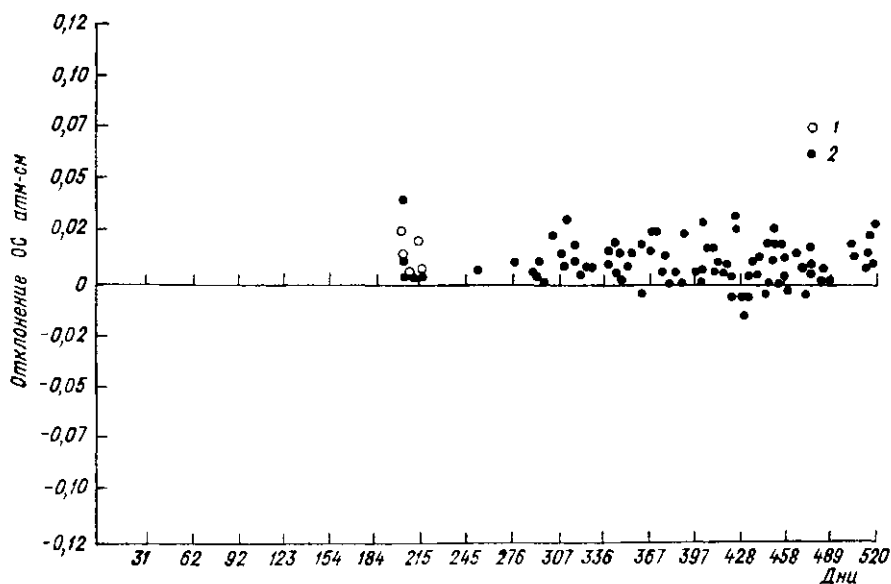


Рис. 4.2. Отклонения суммарного озона, полученные по озонметру М-83, от данных по спектрофотометрам Добсона № 72 (1) и № 38 (2) в период международных сравнений в США (сентябрь 1979 г.—август 1980 г.) [202].

Как видно из рис. 4.2, озонметр М-83 в течение 11 месяцев показывал в среднем постоянное отклонение от данных спектрофотометров Добсона, равное 0,009 атм-см, или 3 %.

В отличие от озонметра М-83 новозеландский озонметр с узкополосными светофильтрами показал в период сравнений значительные отклонения от спектрофотометров Добсона (рис. 4.3)—более 30 %, несмотря на то, что в период сравнений (через 6 месяцев после их начала) этот прибор заново привязывали к спектрофотометрам Добсона. Такие же большие и переменные отклонения от данных спектрофотометров Добсона (более 30 %) показал в период сравнений американский фильтровый озонметр «Сентран» [202]. Озонметрический прибор Бруэра в период сравнений показал устойчивые положительные отклонения СО от данных по спектрофотометрам Добсона, равные 1—5 % [202].

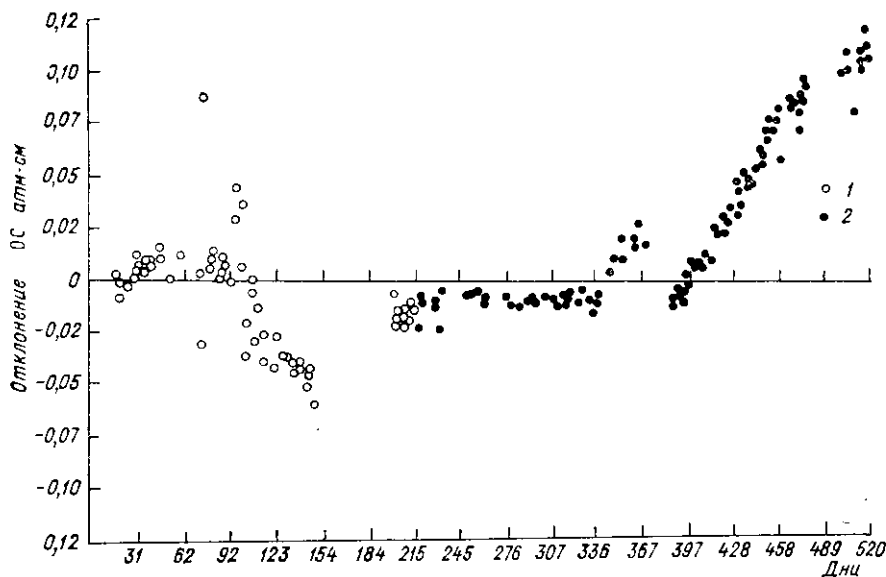


Рис. 4.3. Отклонения суммарного озона, полученные по новозеландскому прибору, от данных по спектрофотометрам Добсона № 72 (1) и № 38 (2) в период международных сравнений в США (апрель 1979 г.—август 1980 г.) [202].

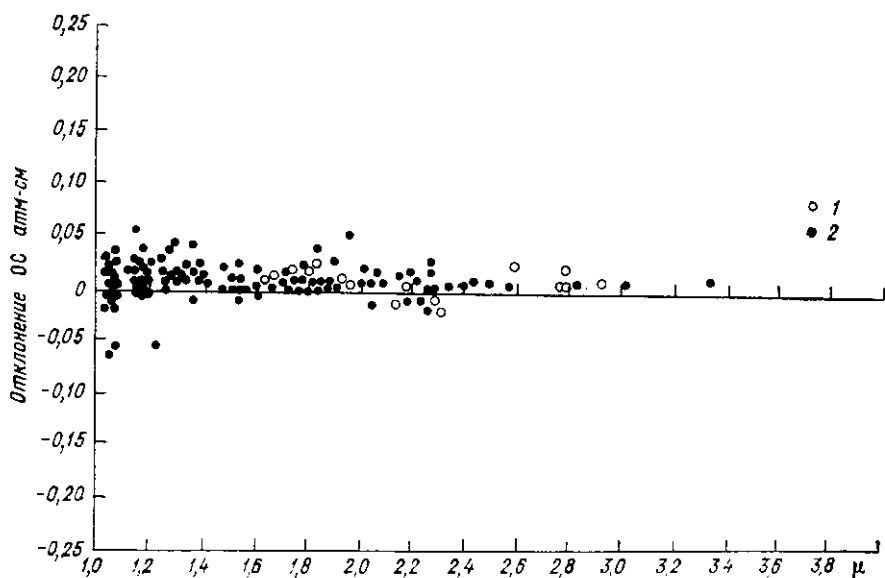


Рис. 4.4. Отклонения суммарного озона, полученные по озонметру М-83, от данных по спектрофотометрам Добсона № 72 (1) и № 38 (2) в зависимости от оптической массы μ в период международных сравнений в США (сентябрь 1979 г.—август 1980 г.) [202].

В период сравнений на о. Уоллопс были произведены исследования зависимости показаний озонметра М-83 от оптической массы озона (т. е. проверяли наличие фиктивного хода ОС у озонметра М-83). Эта зависимость показана на рис. 4.4, заимствованном из отчета об этих исследованиях (с. 87 в работе [202]). Из него следует, что данные об ОС, полученные по модернизированному озонметру М-83, не имеют фиктивного суточного хода. Как отмечалось в работе [43], фиктивный суточный ход ОС наблюдался у озонметров М-83 в тех случаях, когда недостаточно точно была измерена спектральная чувствительность озонметра, когда неправильно был определен коэффициент привязки $K_{\text{ш}}$ или когда в атмосфере в период измерений наблюдалась плотная дымка. По аналогичным причинам наблюдался фиктивный суточный ход ОС у спектрофотометров Добсона (см. рис. 4.1). Следует, однако, добавить, что до настоящего времени вопрос о действительных колебаниях ОС в течение суток окончательно не решен. Поэтому методика градуировки спектрофотометров Добсона, основанная на отсутствии регулярных суточных колебаний ОС [164, 165], нуждается в уточнении.

5. СТАТИСТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ИЗМЕНЧИВОСТИ СУММАРНОГО ОЗОНА

5.1. ДАННЫЕ ПО ОЗОНУ, ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ В НАСТОЯЩЕЙ РАБОТЕ

Исходным материалом для получения статистических характеристик изменчивости ОС, а также для исследования деформации озонного поля под влиянием крупномасштабных циркуляционных процессов послужили имеющиеся материалы наблюдений за ОС в северном полушарии. При этом использовались зарубежные данные [199], а также данные наблюдений в СССР, полученные по модернизированному озонметру М-83 [96]. Выбор озонметрических станций определялся как географическим положением, так и периодом наблюдений на этих станциях. В основном были использованы данные о средних за день значениях ОС. В связи с тем что анализируемые в работе данные по ОС были получены как с помощью спектрофотометров Добсона, так и с помощью озонметров М-83, было проведено сравнение соответствующих оценок случайных погрешностей средних за день значений ОС. В табл. 5.1 приведены рассчитанные за каждый месяц оценки средних погрешностей средних за день значений ОС, полученных в результате одновременных измерений в Воейково по обоим приборам. Оценка погрешности S_m для каждого месяца

Оценка средних за месяц случайных погрешностей средних за день значений суммарного озона (матм-см) по данным измерений в Воейково за период 1971—1973 гг.

Вид оценки	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$S_{mз}$	8	7	7	8	6	5	6	5	6	7	6	—
$S_{мс}$	4	3	5	4	6	5	4	4	4	6	7	—
S'_m	—	4	4	4	4	3	4	3	4	4	—	—
$S_{mз} - S'_m$	—	3	3	4	2	2	2	2	2	3	—	—
$S_{мс} - S'_m$	—	—1	1	0	2	2	0	1	0	2	—	—

определялась как среднее из оценок погрешностей за каждый день

$$S_m = \frac{\sum_{j=1}^m S_j}{m}, \quad (5.1)$$

где

$$S_j = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2}{(n-1)n}}, \quad (5.2)$$

m — число дней наблюдений за данный месяц, n — количество измерений в часовые сроки в течение дня, $\bar{X}$ — среднее за день значение ОС, X_i — единичное значение ОС.

Необходимо отметить, что в оценку погрешности S_m в данном случае вошла как случайная погрешность измерений, так и естественная изменчивость ОС в результате влияния динамических и иных факторов. Однако ввиду неизменности периода наблюдений изменчивость ОС сказывалась одинаково как на величине S_m , полученной по данным прибора М-83, так и на величине S_m , полученной по данным спектрофотометра Добсона, поэтому разность этих величин не зависела от изменчивости ОС. Значения разностей $S_{mз} - S'_m$ и $S_{мс} - S'_m$, где $S_{mз}$ — зенитные наблюдения, $S_{мс}$ — солнечные наблюдения, S'_m — зенитные и солнечные наблюдения по спектрофотометру Добсона, приведены в табл. 5.1. Эти разности представляют собой среднюю за месяц абсолютную погрешность измерений средних за день значений ОС модернизированным озонометром М-83 при зенитных и солнечных наблюдениях по отношению к данным спектрофотометра Добсона, принимаемого здесь за эталон.

Сведенные в табл. 5.1 результаты расчета оценки S_m за каждый месяц показывают, что при солнечных наблюдениях эти

оценки для модернизированного озонметра М-83 и спектрофотометра Добсона сходны. Несколько большие значения S_m были получены при зенитных наблюдениях озонметром М-83. В годовом ходе наблюдается уменьшение величины S_m в летний период. В течение всего года значения S_m , полученные с помощью озонметра М-83, колеблются в небольших пределах, от 3 до 8 матм-см.

Еще меньшие средние за месяц погрешности измерения средних за день значений ОС озонметрами М-83 дают разностные оценки. Для зенитных наблюдений эти погрешности не превышают 4 матм-см для солнечных наблюдений 2 матм-см (табл. 5.1).

Учитывая полученные ранее значения расхождений в показаниях указанных приборов при сравнениях (раздел 4.2), можно в целом считать обоснованным проведение анализа распределения ОС в крупномасштабных циркуляционных системах по смешанным данным, полученным по двум группам приборов.

Однако следует отметить, что используемый материал озонметрических наблюдений не был вполне однородным и равномерно распределенным в течение года. В особенности это относится к высоким широтам, где отмечается наибольшая обеспеченность данными в летний период, в то время как в период полярной ночи количество наблюдений за ОС резко падает, что объясняется спецификой наблюдений за озоном в полярную ночь. Поэтому в работе при анализе рассчитанных значений изменчивости ОС и оценках связи вариаций озона с атмосферными процессами указывается не только рассматриваемый период, но и количество использованных наблюдений.

Для изучения закономерностей распределения озона на стратосферных уровнях послужили материалы вертикального озонного зондирования, полученные на 18 станциях северного полушария [183, 199].

5.2. НЕКОТОРЫЕ СТАТИСТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ИЗМЕНЧИВОСТИ СУММАРНОГО ОЗОНА

По мере получения и накопления данных об озоне, расширения озонметрической сети, совершенствования измерительной аппаратуры пополнялись сведения об атмосферном озоне. В самом начале систематических наблюдений было открыто существование годовых колебаний озона [168]. По данным исследований, проведенных рядом авторов [34, 39, 86, 143, 203], было выяснено в годовом ходе ОС наличие максимума весной и минимума осенью. Уменьшение количества озона от весны к осени происходит наиболее интенсивно в высоких широтах и незначительно в низких. Поэтому годовые амплитуды колебаний ОС оказались также максимальными в высоких широтах и минимальными в низких широтах. Изменение ОС в течение года имеет сложный характер, и локальные колебания озона из года в год не совпадают между собой.

В дальнейшем было выяснено, что на одних и тех же широтах в течение года изменения ОС могут происходить по-разному. Так, по средним месячным значениям ОС, рассчитанным по данным 25 станций СССР за 1962—1964 гг. [34], был обнаружен долготный ход в распределении озона, проявляющийся в том, что станции, расположенные на востоке СССР, в период декабрь—март систематически показывали большее содержание озона, чем станции, расположенные на тех же широтах, но в других районах.

При сравнении средних месячных значений ОС, полученных А. Х. Хргианом [147], Г. П. Гушиным и Г. Ф. Ивановой [57], Шимицу [203], Лондоном [196] и др., были отмечены расхождения: не совмещались сроки наступления максимумов и минимумов на разных широтах, экстремальные значения у разных авторов отмечались в различных широтных зонах, существенно отличались средние месячные значения ОС. К причинам несовпадений полученных результатов можно отнести недостаточную сеть станций наблюдений, особенно в высоких широтах, и небольшую продолжительность периодов осреднения.

Для исследования связи ОС с динамикой атмосферы необходимы сведения об изменчивости ОС за периоды различной продолжительности. Известно, что только в период с неизменной аэро-синоптической обстановкой ОС существенно не меняется [40], что находящаяся в состоянии постоянного движения атмосфера определяет основные колебания озона в слое ниже 25—30 км, а движения воздуха в форме горизонтальной адвекции, упорядоченных вертикальных токов и турбулентного перемешивания приводят к изменениям ОС различного масштаба, что поля ОС постоянно деформируются, претерпевая изменения в течение месяца, суток, а иногда и в течение нескольких часов. Поэтому в настоящей работе будут приведены количественные оценки колебаний атмосферного озона и рассмотрен характер распределения некоторых статистических характеристик изменчивости озона в северном полушарии в зависимости от географической широты и времени года.

Из данных наблюдений, выполненных на различных широтах северного полушария [39], следует, что наибольшие междусуточные изменения ОС наблюдаются весной, а наименьшие — осенью. Так, средняя междусуточная изменчивость, рассчитанная по 6 станциям, расположенным севернее 40° , составила в 1958 г. 20 матм-см в апреле и 13 матм-см в сентябре, причем колебания озона от суток к суткам увеличиваются по мере увеличения широты, а междусуточная изменчивость ОС, рассчитанная по 12 станциям за тот же 1958 г., колебалась от 4,1 до 52 (матм-см)/сутки. Наибольшие междусуточные колебания наблюдались весной и зимой, наименьшие — летом и осенью. Минимальная междусуточная изменчивость наблюдалась в тропической зоне северного полушария, наибольшая — в широтном поясе $40\text{—}65^\circ$. Позднее подобные результаты были получены Л. А. Урановой [135] при изучении широтного хода междусуточной изменчивости. Учитывая число дней с изменением ОС на 80 (матм-см)/сутки и более за период с 1965

по 1971 г., Уранова нашла, что 75 % дней с такой изменчивостью приходится на умеренные широты и 25,5 % — на высокие широты.

С целью уточнения сведений о междусуточной изменчивости ОС нами были рассчитаны средние за месяц значения этой изменчивости по формуле

$$M = \frac{\sum_{i=1}^n |X_j - X_{j-1}|}{n}, \quad (5.3)$$

где n — число дней наблюдений за ОС за данный месяц, j — номер дня наблюдений.

Кроме того, были определены максимальные значения междусуточной изменчивости суммарного озона $M_{\max}$. Для этого использовали десятилетний период наблюдений (1962—1971 гг.) на зарубежных станциях, расположенных на различных широтах (табл. 5.2). Из табл. 5.2 следует, что увеличение междусуточной изменчивости ОС наблюдается с ростом широты, однако в полярной области она несколько ослабевает во все сезоны. Для весен-

Таблица 5.2

Средняя и максимальная междусуточная изменчивость суммарного озона (матм-см)

Станция	φ	Январь		Апрель		Июль		Октябрь	
		M	$M_{\max}$	M	$M_{\max}$	M	$M_{\max}$	M	$M_{\max}$
Кодайканал	10° с.	3	12	5	12	5	8	3	11
Варанаси	25	7	21	6	15	5	17	4	12
Сринагар	34	14	48	12	46	6	20	6	17
Ароза	46	25	47	20	55	9	33	9	24
Гус-Бей	53	26	84	28	77	22	92	19	55
Орхус	56	24	84	29	89	23	73	17	53
Черчилл	59	27	76	30	82	18	63	21	69
Рейкьявик	64	33	78	40	107	25	80	26	65
Резольют	74	32	63	27	75	11	26	23	48

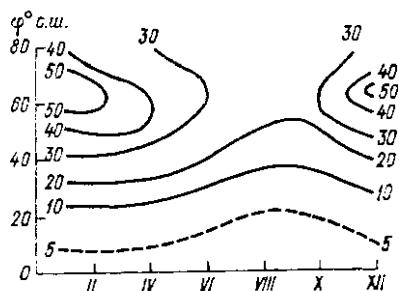
него периода характерны наибольшие значения междусуточных колебаний. Среднее значение междусуточной изменчивости достигло 40 матм-см на ст. Рейкьявик в апреле. Тем не менее на ст. Резольют изменения ОС ото дня ко дню в апреле и октябре оказались близкими. В результате анализа значений междусуточных колебаний озона в летний период был отмечен ряд особенностей: за полярным кругом значение M составило всего лишь 11 матм-см, в то же время $M_{\max}$ на ст. Гус-Бей достигло 92 матм-см. При этом средняя междусуточная изменчивость ОС (рассчитанная дополнительно) на ст. Эдмонтон оказалась на 4 матм-см меньше, чем на ст. Гус-Бей, расположенной на той же широте. Следовательно, колебания ОС ото дня ко дню, связанные с различными циркуляционными процессами, могут изме-

няться не только с широтой, но и долготой и иметь локальные особенности.

О средней изменчивости ОС в течение месяца можно судить также по средним квадратическим отклонениям. По данным станций, перечисленных в табл. 5.2, и ст. Тромсё (69° с. ш.) за этот же десятилетний период были рассчитаны средние квадратические отклонения ОС по формуле

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2}{(n-1)}}, \quad (5.4)$$

Рис. 5.1. Средние квадратические отклонения суммарного озона (матм-см) в зависимости от широты и времени года по зарубежным станциям.



где $\bar{X}$ — среднее значение ОС за месяц, X_i — среднее за день значение ОС, n — число дней наблюдений.

В результате расчетов значений σ был построен годовой ход изменчивости ОС (рис. 5.1), из которого следует, что наибольшие отклонения ОС, достигающие 50 матм-см, происходят на широтах 60—70° в зимне-весенний период. Отклонения ОС в районах южнее 30° минимальны и характеризуются значениями 50—10 матм-см. К осени на всех широтах северного полушария колебания озона ослабевают.

Для сравнения были рассчитаны значения σ по данным советских озонметрических станций Ашхабад, Владивосток, Одесса, Киев, Омск, Свердловск и Мурманск за период 1972—1973 гг. (рис. 5.2). Как видно из рис. 5.1 и 5.2, значения и характер распределения средних квадратических отклонений ОС по данным советских и зарубежных станций близки друг к другу. Из вышеизложенного следует, что на любых меридианах северного полушария наибольшие вариации ОС происходят на широтах 60—70° в зимне-весенний период и затухают к осени на всем полушарии. Наименьшие колебания ОС отмечаются в низких широтах в течение всего года.

Дополнительной характеристикой вариаций ОС является амплитуда его колебаний за различные временные интервалы. По дан-

ным указанных зарубежных станций были рассчитаны многолетние средние за месяц амплитуды колебаний A_X :

$$A_X = \frac{\sum_{i=1}^n (X_{\max i} - X_{\min i})}{n}, \quad (5.5)$$

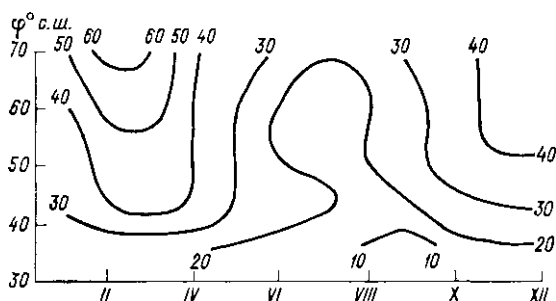


Рис. 5.2. Средние квадратические отклонения суммарного озона (матм-см) в зависимости от широты и времени года по советским станциям.

где $X_{\max i}$ и $X_{\min i}$ — соответственно максимальное и минимальное значения ОС в данном месяце, n — число месяцев, вошедших в период осреднения.

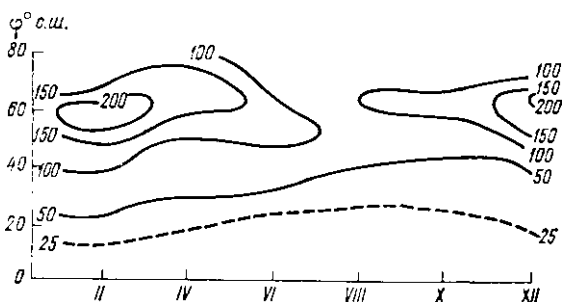
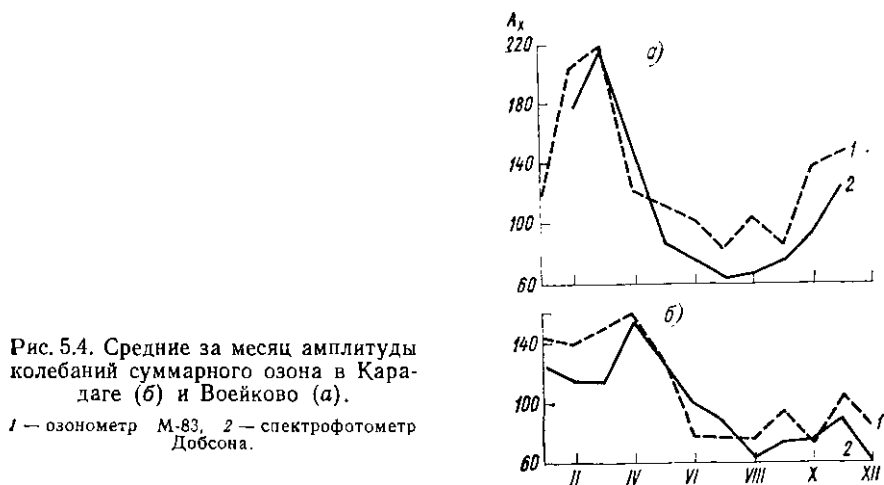


Рис. 5.3. Распределение средних за каждый месяц амплитуд колебаний суммарного озона (матм-см) в зависимости от широты и времени года.

Годовой ход этих величин представлен на рис. 5.3. Наибольшие амплитуды колебаний отмечаются в зимне-весенний период, когда их средние значения достигают 150—200 матм-см. Уменьшение амплитуды вариаций озона происходит к концу лета в высоких и умеренных широтах и к осени в низких широтах. Максимальные изменения ОС, по полученным нами результатам, отмечаются в районе 60-й параллели, к северу и югу от нее колебания ОС ослабевают, причем наиболее интенсивно в направлении к экватору, где амплитуда колебаний в течение года составляет всего 15—25 % колебаний ОС в северных районах.

Для сравнения средних за месяц амплитуд колебаний ОС по измерениям, проведенным в одно и то же время и в одном и том же месте озонметром М-83 и спектрофотометром Добсона, были рассчитаны по формуле (5.5) значения амплитуд A_x для станций Воейково и Феодосия (Карадаг). На рис. 5.4 представлены результаты указанных расчетов за период 1972—1973 гг. Как видно из рис. 5.4, значения средних за месяц амплитуд A_x для двух приборов близки и повторяют годовой ход ОС, максимальны весной и минимальны летом и осенью, причем весной амплитуда колебаний ОС в Воейково больше, чем в Феодосии.



Анализируя изменчивость ОС, необходимо остановиться на его экстремальных значениях, характеризующих пределы его колебаний. В связи с этим приведем экстремальные значения ОС за каждый месяц, выбранные из средних дневных значений за десятилетний период (табл. 5.3), и абсолютные экстремальные значения ОС (рис. 5.5) за весь рассматриваемый период. Суммарный озон в целом по полушарию и на отдельных станциях варьирует в широких пределах. По приведенным здесь данным изменение ОС в Северном полушарии происходило от 173 матм-см (ст. Рейкьявик, декабрь 1967 г.) до 630 матм-см (ст. Резольют, март 1966 г.), причем нижний предел количества озона в атмосфере оставался почти неизменным на различных широтах, в то время как верхний предел ОС претерпевал резкие изменения с широтой (рис. 5.5). Слабо увеличиваясь от экватора к тропикам и не превышая 326 матм-см, максимальные значения ОС в районах севернее 40-й параллели претерпевают резкий скачок, достигают 600 матм-см и затем в полярных районах еще несколько больших значений.

По данным А. Х. Хргиана [147], в северном полушарии в течение 1962—1969 гг. в районе 47—75° примерно 100 раз отмеча-

Таблица 5.3
Экстремальные значения суммарного озона за каждый месяц (матм-см), полученные по 10-летнему ряду наблюдений
(1962—1971 гг.)

Станция	Ф	Экстремум	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Кодайканал	10° с.	Max Min	260 216	274 220	277 205	293 239	304 241	293 253	297 248	291 246	295 249	294 241	273 230	261 220
Варанаси	25	Max Min	305 235	326 233	326 249	331 265	326 269	314 264	305 254	296 247	293 247	303 243	287 239	294 234
Сринагар	34	Max Min	414 277	443 265	403 267	370 261	382 260	351 279	338 265	316 259	305 259	328 243	352 259	348 244
Татено	36	Max Min	446 276	475 280	496 293	459 297	440 299	488 288	413 270	335 257	334 251	334 240	354 240	386 246
Саппоро	43	Max Min	554 305	570 343	588 324	570 306	558 309	473 302	440 259	377 255	376 245	380 247	432 278	534 293
Ароза	46	Max Min	481 269	515 277	536 268	466 310	429 301	401 295	409 284	371 281	343 265	322 240	356 240	426 254
Гус-Бей	53	Max Min	568 287	572 305	560 327	552 337	540 325	470 299	444 263	404 262	400 239	408 263	432 255	439 267
Орхус	56	Max Min	504 259	607 282	557 292	512 284	525 283	478 259	438 231	408 250	398 232	357 218	376 210	474 257
Черчилл	58	Max Min	584 291	563 344	585 338	539 324	515 328	468 297	411 311	402 278	387 259	393 268	484 262	469 320
Рейкьявик	64	Max Min	600 199	530 236	528 263	546 283	502 289	551 255	441 257	398 261	398 226	417 200	478 175	476
Тромсё	69	Max Min	—	498 279	506 256	584 307	476 302	430 273	394 257	379 244	330 206	339 190	—	—
Резольют	74	Max Min	555 320	557 382	620 359	620 365	486 328	450 309	409 298	376 263	385 249	415 261	488 286	523 273

лись средние суточные значения ОС, равные 600 матм-см и более. Однако в настоящее время невозможно однозначно определить, относятся ли столь большие (более 600 матм-см) и столь малые значения ОС (менее 200 матм-см) к ошибкам наблюдений или они вызваны действительными колебаниями озона.

Приведенные нами уточненные количественные характеристики изменчивости ОС, полученные по десятилетнему ряду наблюдений на станциях, расположенных на различных широтах, подтверж-

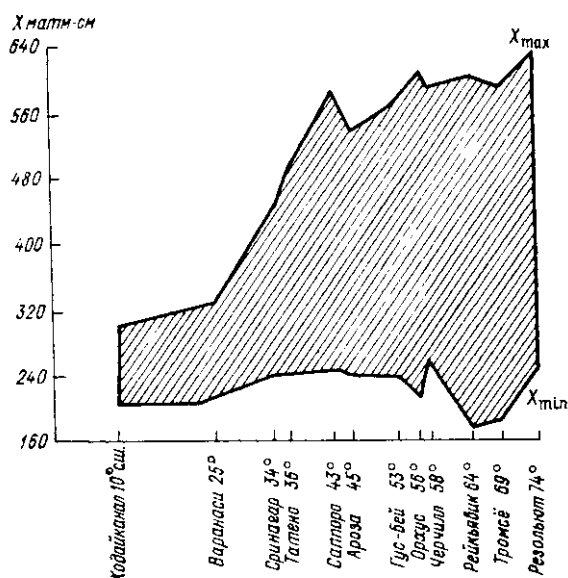


Рис. 5.5. Экстремальные значения суммарного озона за период 1962—1969 г., выбранные из средних суточных значений, и амплитуда его колебаний в зависимости от широты.

дают, что в атмосфере может наблюдаться существенная деформация озонового слоя, особенно в высоких и умеренных широтах в зимне-весенний период.

В табл. 5.4 приведены результаты расчетов средних значений междугодовой изменчивости средних месячных значений ОС по данным 11 станций северного полушария за период 1957—1975 гг., выполненных для центральных месяцев календарных сезонов. Расчет междугодовой изменчивости ОС производился по формуле, аналогичной формуле (5.4) с тем основным отличием, что n означало не число дней, а число месяцев в данном многолетнем периоде наблюдений. Наибольшая междугодовая изменчивость ОС отмечается преимущественно в январе на всех рассматриваемых широтах.

В высоких широтах междугодовая изменчивость ОС в январе и апреле достигает 43 и 48 матм-см. Несмотря на общую тенден-

Средние значения междугодовой изменчивости ОС (матм-см) для центральных месяцев сезонов

Станция	ф	I	IV	VII	X
Кодайканал	10° с.	6	6	6	8
Кагосима	31	28	17	11	13
Татено	36	21	18	9	9
Ароза	46	16	22	8	15
Оксфорд	51	31	20	15	18
Эдмонтон	53	23	21	11	14
Орхус	56	43	26	17	11
Лервик	60	43	24	11	16
Рейкьявик	64	42	20	11	26
Тромсё	69	42	48	14	19
Резольют	74	42	32	12	18

цию к увеличению междугодовой изменчивости ОС с ростом широты во все сезоны года, на отдельных станциях не наблюдается синхронности в изменении ОС от сезона к сезону. Так, например, на ст. Ароза междугодовая изменчивость больше, чем на близлежащих по широте станциях Татено и Оксфорд, в апреле и меньше в июле. Это говорит о разных причинах существующих междугодовых вариаций ОС.

Анализируя междугодовую изменчивость ОС, рассчитанную как разность средних месячных значений апреля предыдущего и последующего годов на станциях Ароза (1933—1975 гг.) и Тромсё (1936—1968 гг.) и представленную на рис. 5.6, можно отметить частое несовпадение по фазе колебаний значений M на данных станциях в рассматриваемый период, что еще раз указывает на существование локальных причин вариаций средних месячных значений ОС от года к году.

Из проведенного анализа изменчивости атмосферного озона можно сделать следующие выводы. Наибольшие вариации ОС за периоды различной продолжительности характерны для широт 60—70°, наименьшие — для тропических и экваториальных. В высоких и умеренных широтах изменчивость ОС усиливается в зимне-весенний период и ослабевает к осени. При этом междусуточные изменения суммарного озона в среднем составили 1—13 % от среднего значения ОС в атмосфере, средние квадратические отклонения от средних месячных значений в зависимости от широты и сезона колеблются в пределах 2—20 %, средние за месяц амплитуды колебаний ОС составляют 8—60 %, междугодовая изменчивость 2—16 %, а абсолютная амплитуда изменения ОС по данным рассматриваемых станций в северном полушарии, достигает 450 матм-см, что в 1,5 раза превышает среднее значение ОС по северному полушарию.

Однако для решения ряда актуальных задач, возникающих в связи с предполагаемой проблемой ослабления озонного слоя под влиянием деятельности человека, необходимо не только найти надежные количественные оценки его естественных колебаний, на фоне которых происходят вариации антропогенного происхожде-

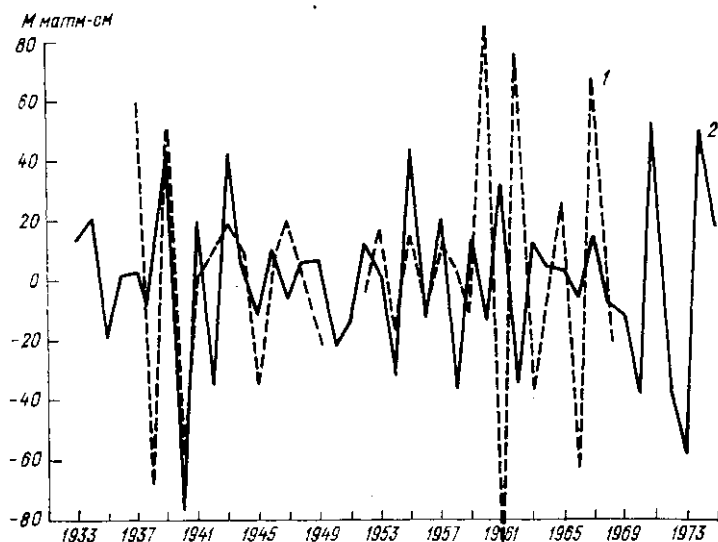


Рис. 5.6. Изменчивость суммарного озона M в Тромсё (1) и Арозе (2) за период 1933—1975 г.

ния, но и выявить их физические причины. При оценке климатических ресурсов и моделировании атмосферных процессов для диагноза и прогноза изменений ОС кроме количественных характеристик его изменчивости первостепенное значение имеет в настоящий момент исследование связи колебаний ОС с конкретными атмосферными процессами. Поэтому в разделе 6 будут рассмотрены закономерности распределения ОС в различных циркуляционных системах.

5.3. АНАЛИЗ НАБЛЮДАЕМЫХ КОЛЕБАНИЙ СУММАРНОГО ОЗОНА В ПЕРИОД СОЛНЕЧНЫХ ЗАТМЕНИЙ

В период полного солнечного затмения озонный слой атмосферы в полосе затмения, характеризующейся площадью 2—4 млн. км², около двух часов испытывает воздействие переменного потока озono-активной УФ солнечной радиации с длинами волн 200—400 нм. При этом изменяется спектральный состав озono-активной солнечной радиации, падающей в полосе солнечного

затмения на озонный слой, что обусловлено потемнением солнечного диска к краю [4, 88]. По мере приближения фазы Φ затмения к максимальной уменьшается коротковолновая радиация и ее доля в общем потоке озono-активной радиации.

Указанные изменения значения и спектрального состава УФ радиации в период солнечного затмения могут иметь двойное последствие:

а) вызвать действительные колебания ОС, поскольку озон в силу своей фотохимической природы тесно связан с солнечной радиацией;

б) вызвать фиктивные колебания измеряемых значений ОС, связанные с методикой его измерения, при которой используется УФ радиация, идущая в период затмения не от всего, а от части солнечного диска.

Поскольку озонный слой выполняет важную защитную функцию в атмосфере — не пропускает к поверхности земли губительное УФ излучение с длинами волн короче 300 нм, вопрос устойчивости озонного слоя является одной из основных проблем физики атмосферы.

Теоретические расчеты в настоящее время не позволяют получить достаточно точных сведений об устойчивости озонного слоя, поскольку они опираются на приближенные данные о константах фотохимических реакций, окончательное количество которых еще не установлено, и на недостаточно изученные параметры атмосферной циркуляции. Поэтому экспериментальные данные об упомянутой устойчивости имеют значительную научную ценность.

В период солнечного затмения происходит естественное воздействие солнечной радиации на озонный слой, параметры которого в течение этого времени могут быть определены путем инструментальных наблюдений, что позволяет оценить результаты такого воздействия.

За последние 43 года произведено около 50 серий наблюдений за ОС в период солнечных затмений. При этом качество полученных данных далеко не одинаково. Сводные данные наблюдений за ОС по приборам, применяемым на мировой сети озонметрических станций, приводятся в табл. 5.5. При составлении таблицы учитывались все случаи наблюдений за ОС в период солнечных затмений, с максимальной фазой Φ_{max} , превосходящей 0,79. На рис. 5.7 и 5.8 показаны значения ОС, измеренные разными приборами в период солнечных затмений.

До настоящего времени сопоставления результатов наблюдений за ОС в период солнечных затмений с условиями наблюдений и их погрешностями не производили. В ряде работ были произведены анализы некоторых результатов наблюдений за ОС в период солнечных затмений [10, 11, 31, 44, 84, 93, 97, 101, 130, 147, 204, 206, 207], в итоге которых были получены противоречивые выводы. Так, в работах [10, 11, 93, 97, 130—132] было получено, что значения ОС в период солнечных затмений претерпевают значительное увеличение (на 50—200 %), в то время как

Таблица 5.5

Сводные данные об условиях и результатах наблюдений за суммарным озоном в период солнечных затмений

Дата	Пункт наблюдений	$\Phi_{\text{тах}}$	Пары длин волн, нм	θ° в момент максимальной фазы	Изменения ОС, %	Автор и источник
Спектрофотометры Добсона						
30 июня 1954 г.	Кветта, Пакистан	1,0	D	9	± 2	Фурье д'Альб и др. [179]
	Упсала, Швеция	0,95	AD	48	± 1	Свенсон [207]
19 апреля 1958 г.	Ленинград, СССР	0,86	C	48		Гущин [31]
	Кагосима, Япония	0,919	AD	42	+7	Ямаэки [186]
			A	66	Не изменился	То же
	Торисима, Япония	0,908	D	63	"	"
			AD		-2,5	"
2 октября 1959 г.	Татено, Япония	0,876	A	59	-2,5	"
			D		+1,5	"
			AD		-3,5	"
			A		-3,5	"
			D		-3,5	"
	Буния (б. Конго)	0,80	C		-3,5	"
			AC		-3,5	"
			CD		-3,5	"
			AD	30	+3	Странц [204]
			AC		+4	То же
23 ноября 1965 г.	Калькутта, Индия	0,89	A		+4	"
			C		+7	"
			D		+8	"
			AD	26	+2,4	"
						Падманабхамурти и др. [200]
						Божков [156]
20 мая 1966 г.	София, Болгария	0,88	AD	67	+4	"
29 апреля 1976 г.	Фредосия	0,79	C		+7	"
			C	54	+5	Данные озонометрической станции

Дата	Пункт наблюдений	$\Phi_{\text{тах}}$	Пары длин волн, нм	θ° в момент максимальной фазы	Изменения ОС, %	Автор и источник
Озонометры М-83						
15 февраля 1961 г.	Азовское море (самолетные)	1,0	314/369	27	+25	Хргиан и др. [148]
30 мая 1965 г.	Феодосия	1,0	314/369	28	+33	Гущин и др. [63]
	о-ва Кука, Тихий океан	1,0	314/369	35	+42	Кузнецов и др. [84]
	Аральск	0,998	314/369	46,1	+30	Гущин [44]
20 мая 1966 г.	Гурьев	0,99	314/369	53,8	+35	То же
	Абастумани	0,9	314/369	63,6	+38	"
	Туапсе	0,992	314/369	63,9	+47	"
	Феодосия	0,9	314/369	64,6	+30	"
	Район г. Элисты (самолетные)	0,98	314/369	63	+43	Кузнецов и др. [84]
	Леннабад, Тадж. ССР	0,8	314/369	39	+28	Фадимонихин и др. [137]
	Атманир, Краснодарский край	0,997	314/369	63	+35	Бритаев и др. [130]
22 сентября 1968 г.	Свердловск	0,99	314/369	20,2	+37	Данные озонометрических станций То же
	Аральское море	0,95	314/369	22	+20	"
29 апреля 1976 г.	Феодосия	0,79	300/326	54	+5	"
31 июля 1981 г.	Нижнеангарск	1,0	300/326	48,4	+9	Данные экспедиции ГГО
	Николаевск-на-Амуре	0,98	300/326	52,5	+4	Данные озонометрической станции То же
	Семипалатинск	0,93	300/326	31,4	+5	"
	Красноярск	0,996	300/326	39,0	+3 по зениту	"
	Караганда	0,96	300/326	35,2	+5 по зениту	"
	Южно-Сахалинск	0,92	300/326	55,9	+5 по зениту	"

в работах [31, 156, 179, 186, 200, 204, 207] показано, что рост значений ОС в период солнечных затмений не превышает 10 %. С другой стороны в работах [104, 189] отмечали значительные колебания ОС в обе стороны, а в работе [187] — уменьшение ОС в период солнечного затмения.

Основная цель настоящей работы — анализ всех опубликованных данных об ОС, полученных в период солнечных затмений.

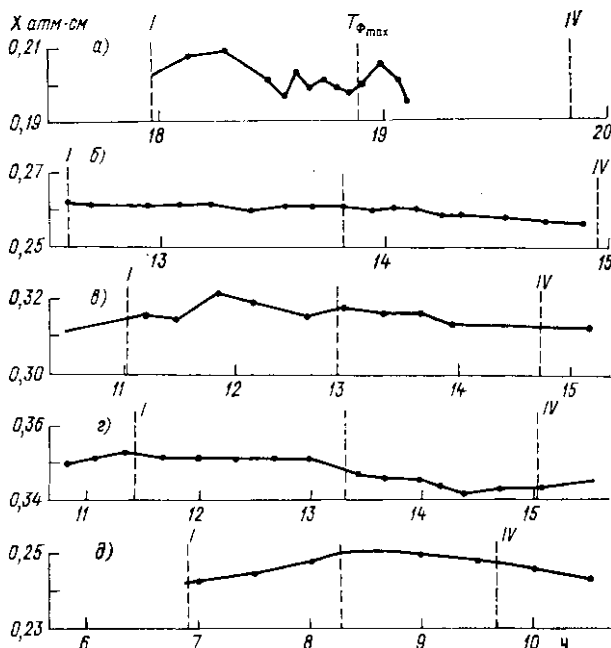


Рис. 5.7. Значения суммарного озона в период солнечных затмений, полученные по спектрофотометрам Добсона (без поправки, прямое солнечное излучение).

I и IV — контакты затмения, $T_{\Phi \max}$ — момент максимальной фазы затмения.

a — Пакистан, 30 июня 1954 г., $\Phi_{\max}=1,0$ [179]; $б$ — Швеция, 30 июня 1954 г., $\Phi_{\max}=0,95$ [207]; $в$ — Япония, Кагосима, 19 апреля 1958 г., $\Phi_{\max}=0,919$ [186]; $г$ — Япония, Торисима, 19 апреля 1958 г., $\Phi_{\max}=0,908$ [186]; $д$ — Индия, 23 ноября 1965 г., $\Phi_{\max}=0,89$ [200].

Прежде чем произвести такой анализ, остановимся на вопросе оценки погрешности наблюдений за ОС в период солнечных затмений и на вопросе учета влияния потемнения солнечного диска к краю на измеряемое значение ОС в период затмения.

Оценка погрешности данных об ОС, измеряемых приборами — спектрофотометром Добсона и озонометром М-83, была рассмотрена в разделе 4.1.4.

Для других озонометрических приборов сведения об их погрешности практически отсутствуют, анализ погрешностей этих приборов, подобный проделанному для приборов Добсона и М-83, до сих пор не был опубликован.

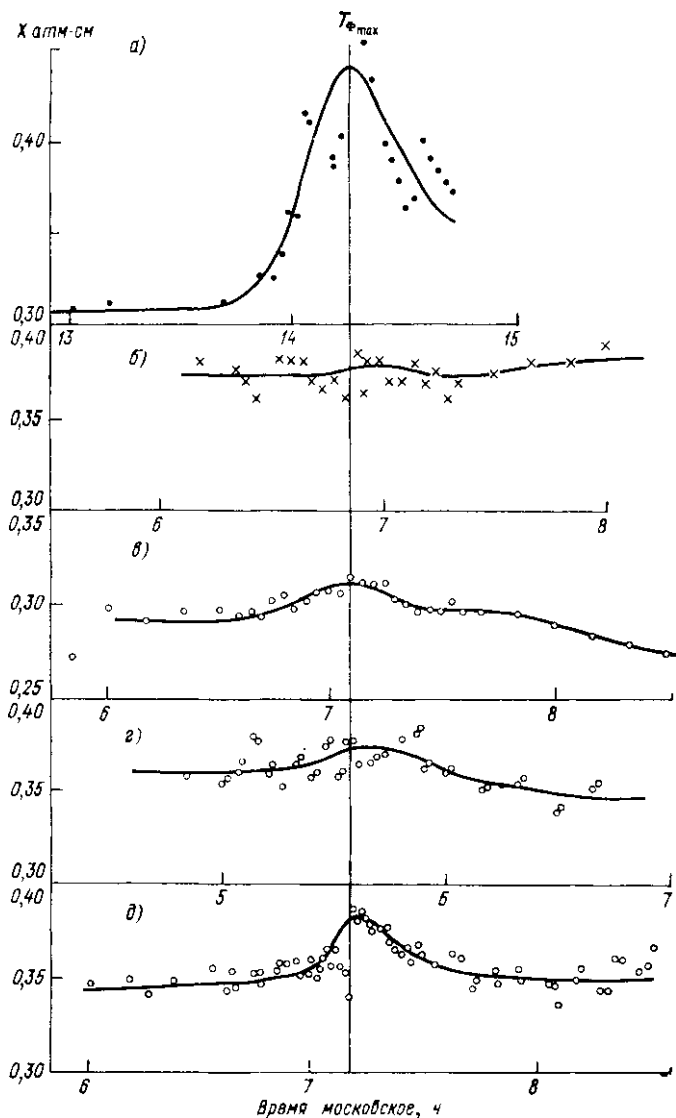


Рис. 5.8. Значения суммарного озона в период солнечных затмений, полученные по озонметрам М-83 (без поправок).

а — Свердловск, 22 сентября 1968 г., $\Phi_{\max}=0,99$, прямое солнечное излучение, немодернизированный М-83; б — Красноярск, 31 июля 1981 г., $\Phi_{\max}=0,996$, рассеянное излучение от зенита неба, модернизированный М-83; в — Большая Елань 31 июля 1981 г., $\Phi_{\max}=0,92$, рассеянное излучение от зенита неба, модернизированный М-83, г — Семипалатинск, 31 июля 1981 г., $\Phi_{\max}=0,93$, прямое солнечное излучение, модернизированный М-83, д — Нижнеангарск, 31 июля 1981 г., $\Phi_{\max}=1,0$, прямое солнечное излучение, модернизированный М-83.

В период солнечного затмения измерения ОС осложняются тем, что в качестве источника света используется меняющаяся часть видимого диска солнца. Особенно сильно это обстоятельство проявляется вблизи фазы затмения, близкой к единице. Вблизи этой фазы при наличии переменной облачности погрешность отдельного измерения ОС может заметно превышать указанные выше погрешности.

Впервые вопрос о влиянии потемнения солнечного диска к краю на измеряемое значение ОС в период солнечного затмения рассмотрел Свенсон [207]. Учитывая известную функцию потемнения солнечного диска к краю для разных длин волн, Свенсон рассчитал логарифм отношения прямой солнечной радиации $\lg (S_{\lambda_1}/S_{\lambda_2})$ для различных пар длин волн, на которых производится измерение ОС, при разных фазах затмения, и затем ввел поправку, исключив таким образом влияние на измеряемый озон потемнения солнечного диска к краю. Впоследствии подобные расчеты с введением иных функций потемнения и для других пар длин волн были выполнены в работах [44, 84, 93, 132]. В настоящей работе приводится оригинальный расчет поправки к измеряемому значению ОС, которая должна исключать влияние потемнения солнечного диска к краю. При этом использовались последние наиболее достоверные данные о функции потемнения солнечного диска к краю [4].

Суммарный озон, измеренный приборами с узкими полосами спектральной чувствительности, рассчитывается по формулам (2.38) или (2.46). Суммарный озон, измеренный приборами с широкими полосами спектральной чувствительности, рассчитывается либо с помощью озонных номограмм, либо с помощью формулы (2.38), отнесенной к эффективным длинам волн, которые изменяются с изменением высоты солнца и значения ОС.

В период затмения величина $\lg (S_{\lambda_1}/S_{\lambda_2})$ изменяется под влиянием не только колебаний ОС, но и потемнения солнечного диска к краю. Для приведения этой величины к соответствующей «беззатменной» величине вводится безразмерная поправка

$$\Delta N_{\Phi} = \lg \frac{S_{\lambda_1}}{S_{\lambda_2}} - \lg \frac{S_{\lambda_1\Phi}}{S_{\lambda_2\Phi}}, \quad (5.6)$$

где Φ означает фазу затмения.

Расчет ΔN_{Φ} производится путем разбиения диска солнца на кольцевые зоны с последующим использованием для этих зон спектральной функции потемнения солнечного диска к краю. Если $I_{\lambda}(r)$ — спектральная функция потемнения солнечного диска к краю, то прямая солнечная радиация у поверхности земли в момент фазы затмения Φ будет равна

$$S_{\lambda\Phi} = k_{\lambda} \int_0^1 L(\Phi, r) I_{\lambda}(r) dr, \quad (5.7)$$

Обозначим $a=1$, $EF=2\Phi$, откуда $b=2-2\Phi$.

Тогда из выражения (5.11) получим

$$\varphi = 4 \operatorname{arctg} \sqrt{\frac{(-1+2\Phi+r)(3-2\Phi-r)}{(1-2\Phi+r)(3-2\Phi+r)}}. \quad (5.12)$$

Величина φ рассчитывается по формуле (5.12), когда

$$\frac{1-r}{2} < \Phi < \frac{1+r}{2}. \quad (5.13)$$

Если $\Phi \leq (1-r)/2$, то $\varphi=0$; если $1 > \Phi \geq (1+r)/2$, то $\varphi=2\pi$.

В качестве функции потемнения солнечного диска к краю было использовано выражение

$$I_{\lambda}(r) = 1 - u_2 - v_2 + u_2 \sqrt{1-r^2} + v_2(1-r^2), \quad (5.14)$$

эмпирические коэффициенты которого u_2 и v_2 для соответствующих длин волн были взяты из справочника [4].

Расчет величины ΔN_{Φ} был произведен для нескольких пар длин волн, которые использовали при измерении ОС в период затмений (табл. 5.6). С целью сравнения вычисленных нами значений ΔN_{Φ} с аналогичными значениями ΔN_{Φ} , рассчитанными дру-

Таблица 5.6

Величина ΔN_{Φ} в зависимости от фазы солнечного затмения Φ и пар длин волн λ_1/λ_2 нм

Φ	322/369 немоdern. M-83	308/326 modern. M-83	369/350 вне полос O_3	305,5/325,4 A	311,4/332 C	317,6/339,8 D
0,0	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
0,50	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001
0,60	0,005	0,004	0,007	0,004	0,004	0,003
0,65	0,007	0,006	0,011	0,007	0,006	0,005
0,70	0,010	0,009	0,015	0,010	0,009	0,008
0,75	0,014	0,013	0,021	0,013	0,012	0,010
0,80	0,018	0,017	0,029	0,018	0,016	0,014
0,82	0,021	0,019	0,033	0,020	0,019	0,016
0,84	0,033	0,022	0,038	0,023	0,021	0,018
0,86	0,026	0,024	0,043	0,026	0,023	0,020
0,88	0,028	0,027	0,049	0,029	0,026	0,022
0,90	0,032	0,031	0,056	0,033	0,030	0,025
0,91	0,034	0,033	0,061	0,035	0,032	0,027
0,92	0,036	0,036	0,066	0,037	0,034	0,029
0,93	0,038	0,038	0,072	0,040	0,036	0,031
0,94	0,040	0,041	0,078	0,043	0,039	0,033
0,95	0,043	0,044	0,086	0,047	0,042	0,036
0,96	0,046	0,049	0,096	0,051	0,046	0,039
0,97	0,050	0,054	0,109	0,056	0,051	0,043
0,98	0,055	0,061	0,127	0,063	0,057	0,048
0,99	0,062	0,072	0,157	0,074	0,067	0,056

гими авторами, приводится рис. 5.10. Из рисунка следует, что значения ΔN_{Φ} , рассчитанные разными авторами для аналогичных пар длин волн, увеличиваются с уменьшением Φ и в ряде случаев близки друг к другу, несмотря на некоторые различия исходных данных.

Поправка к суммарному озону ΔX_{Φ} , обусловленная в период солнечного затмения потемнением солнечного диска к краю, расчи-

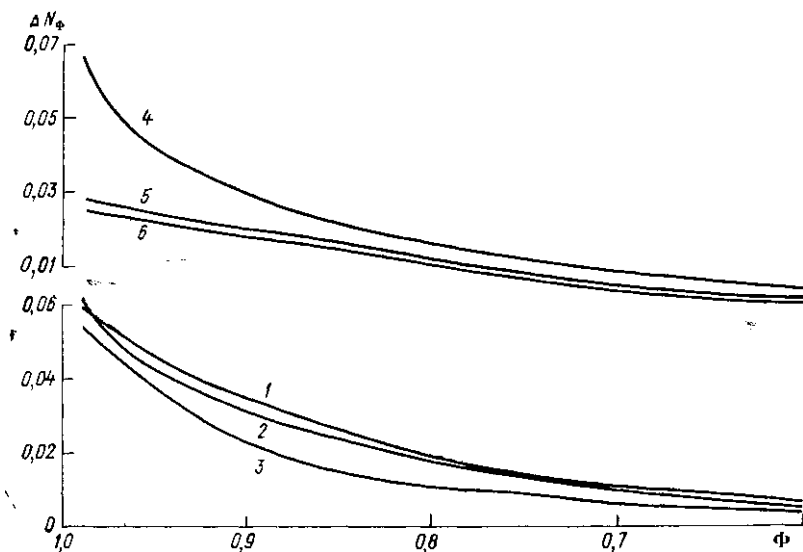


Рис. 5.10. Величина ΔN_{Φ} в зависимости от фазы солнечного затмения Φ и пары длин волн по различным расчетам.

1 — [84], 320/370 нм; 2 — автор, 322/369 нм; 3 — [44], 322/369 нм; 4 — автор 311,4/332 нм; 5 — [84], 310/330 нм; 6 — [93], 310/330 нм.

тывается согласно выражений (2.38), (2.46) и (5.6) по следующим формулам:

для пары длин волн

$$\Delta X_{\Phi} = \frac{\Delta N_{\Phi}}{(\alpha_{\lambda_1} - \alpha_{\lambda_2}) \mu}, \quad (5.15)$$

для двух пар длин волн A и B

$$\Delta X_{\Phi} = \frac{\Delta N_{\Phi, A} - \Delta N_{\Phi, B}}{[(\alpha_{\lambda_1} - \alpha_{\lambda_2})_A - (\alpha_{\lambda_3} - \alpha_{\lambda_4})_B] \mu}. \quad (5.16)$$

Значения разностей показателей поглощения озона для разных пар и двойных пар длин волн, приведенные в знаменателях выражений (5.15) и (5.16), показаны в табл. 5.7 [19, 25]. Результаты расчета значений ΔX_{Φ} по формулам (5.15) и (5.16) и дан-

Разность показателей поглощения озона для разных пар и двойных пар длин волн

	Пары и двойные пары длин волн					θ°		
	A	C	D	AD	AC	30	40	60
	1,762	0,865	0,374	—	—	—	—	—
$\alpha_{\lambda_1} - \alpha_{\lambda_2}$	—	—	—	1,388	0,897	—	—	—
$(\alpha_{\lambda_1} - \alpha_{\lambda_2}) - (\alpha_{\lambda_3} - \alpha_{\lambda_4})$	—	—	—	—	—	0,16	0,21	0,27
$\alpha_{\lambda_1} - \alpha_{\lambda_2}$ немодерн. М-83	—	—	—	—	—	0,8	0,87	0,9
$\alpha_{\lambda_1} - \alpha_{\lambda_2}$ модерн. М-83	—	—	—	—	—	—	—	—

ным табл. 5.6 и 5.7 приведены в табл. 5.8. Для сравнения в ней приведены данные наблюдений за ΔX_Φ в период затмений, взятые из табл. 5.5. Кроме того, в табл. 5.8 приведены оценки погрешности измерения ОС в период солнечных затмений.

Таблица 5.8

Изменения суммарного озона ΔX_Φ (в процентах от среднего значения 0,3 атм-см) в период солнечных затмений для различных приборов и фаз затмения

Прибор и пары длин волн	Φ	Погрешность измерения ОС в период затмения, %	θ			
			$\sim 30^\circ$		$\sim 60^\circ$	
			наблюдения	расчет	наблюдения	расчет
Спектрофотометр Добсона						
AD	0,9	± 5	+2,4 . . . +3,0	+1,0	+2,4 . . . -3,5	+1,7
AC	0,9	± 5	—	+0,6	-3,5	+1,0
A	0,9	± 5	—	+3,2	-2,5 . . . -3,5	+5,5
C	0,9	± 10	+7	+6,4	-2,5 . . . -3,5	+11,0
D	0,9	± 20	—	+11,2	+1,5 . . . -3,5	+19,3
AD	0,8	± 5	+3	+0,5	—	+0,9
AC	0,8	± 5	+4	+0,4	—	+0,7
A	0,8	± 5	+4	+1,7	—	+2,9
C	0,8	± 10	+7	+3,5	+5	+6,0
D	0,8	± 20	+8	+6,3	—	+10,9
Озонометр М-83 немодернизированный	0,95	± 25	+20	+45,2	—	+46,2
	0,9	± 25	—	+33,7	+30 . . . +38	+34,4
	0,8	± 25	+28,5	+18,9	—	+19,3
модернизированный	0,95	± 10	+5	+9,3	+9	+14,2
	0,9	± 10	—	+6,5	+5	+10,0
	0,8	± 10	—	+3,6	+5	+5,5

Как видно из табл. 5.8, теоретические значения ΔX_{Φ} везде положительны, симметричны относительно максимальной фазы затмения и увеличиваются с ростом фазы. Различия между данными наблюдений и данными расчета величины ΔX_{Φ} лежат в пределах погрешности измерений ОС. Значения ΔX_{Φ} , полученные как в результате наблюдений, так и в результате расчетов (табл. 5.8) максимальны для немодернизированного озонометра М-83 и минимальны для спектрофотометра Добсона (двойные пары длин волн AC и AD). При этом поправки ΔX_{Φ} к величине ОС, обусловленные потемнением солнечного диска к краю, не превышают 2 % для спектрофотометра Добсона на парах AD и AC (для фаз затмения, меньших 0,9).

Значения ΔX_{Φ} для модернизированного озонометра М-83 близки к значениям для спектрофотометра Добсона (пара длин волн C), что обусловлено близостью значений эффективных разностей показателей поглощения этих приборов (табл. 5.7). Из табл. 5.8 следует, что в настоящее время не имеется обоснованных данных о наличии колебаний ОС в период солнечных затмений, превышающих погрешность измерения ОС. Отмечаются фиктивные колебания ОС, симметричные относительно максимальной фазы солнечного затмения, обусловленные потемнением солнечного диска к краю и исчезающие после введения поправки на потемнение к краю солнечного диска ΔX_{Φ} . Аналогичное заключение было сделано Гушиным в 1969 г. [44] в результате анализа данных об ОС, полученных в период солнечного затмения 20 мая 1966 г. Вывод об отсутствии заметных колебаний ОС в период солнечных затмений подтверждают кривые колебаний ОС в период затмений, полученные по наиболее точным озонометрическим приборам — спектрофотометрам Добсона (см. рис. 5.7, табл. 5.5 и 5.8). Эти кривые испытывали небольшие колебания различного характера — происходил как рост, так и уменьшение ОС вблизи максимальной фазы затмения, в ряде случаев наблюдались колебания ОС около его среднего значения.

В работе [84] было показано, что максимальное фиктивное увеличение ОС в период солнечного затмения по приборным данным наступает после достижения максимальной фазы затмения. Это обстоятельство, по мнению авторов [84], является доводом в пользу гипотезы о небольшом действительном увеличении ОС в период солнечных затмений. Однако данные наблюдений других авторов не подтверждают это заключение. Так, по данным работ [97, 101, 206], наибольшее фиктивное увеличение ОС в период солнечного затмения отмечается до наступления максимальной фазы затмения.

Согласно работ [39, 44], наибольшее увеличение ОС по инструментальным данным наступает в момент максимальной фазы солнечного затмения.

Что касается вопроса об упомянутых выше значительных увеличениях ОС в период солнечных затмений, достигающих 50—200 % [10, 11, 93, 97, 130—132], то следует считать, что они были

обусловлены малой чувствительностью применяемых тогда приборов для измерения к ОС. Это заключение вытекает из формулы (5.15), из которой следует, что при малых α_1, α_2 величина ΔX_Φ достигает больших значений.

ВЫВОДЫ

1. В период солнечного затмения происходит крупномасштабное воздействие переменного по времени и изменяющегося по спектральному составу солнечного излучения на озонный слой.

2. В результате анализа всех имеющихся данных наблюдений за ОС в период солнечных затмений установлено, что в настоящее время нет оснований для утверждения существования колебаний ОС, обусловленных воздействием солнечного затмения и превышающих погрешности измерения ОС.

3. Увеличение ОС в момент максимальной фазы солнечного затмения, обнаруженное в результате некоторых наблюдений, является фиктивным, обязано инструментальному эффекту и обусловлено потемнением солнечного диска от центра к краю.

6. НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И КОЛЕБАНИЙ ОЗОНА В ЦИРКУЛЯЦИОННЫХ СИСТЕМАХ

6.1. ЭФФЕКТ ДЕФОРМАЦИИ ПОЛЯ ОЗОНА СТРУЙНЫМ ТЕЧЕНИЕМ

До конца Международного геофизического года (1957—1959 гг.) отсутствовали экспериментальные и теоретические сведения о закономерностях распределения атмосферного озона в зоне струйных течений (СТ). Под струйным течением в соответствии с принятым определением [110] имеется ввиду сильное со значительным градиентом скорости узкое течение большой протяженности в верхней тропосфере и нижней стратосфере, с размерами по вертикали единицы, по ширине сотни, по протяженности тысячи километров с нижним пределом скорости вдоль оси 30 м/с, а под зоной СТ понимаются области атмосферы, расположенные справа и слева от оси СТ шириной по горизонтали до нескольких сотен, а иногда и тысяч километров.

Следует, однако, отметить, что указанный здесь нижний предел скорости на оси СТ 30 м/с весьма условен и с точки зрения проводимых в настоящем разделе исследований не обоснован. Размеры СТ по вертикали составляют иногда не единицы, а десятки километров.

Известно, что СТ постоянно присутствуют в атмосфере и являются основной составной частью ее динамики. С их помощью в атмосфере за сравнительно короткие промежутки времени переносятся большие массы воздуха с различным содержанием примесей. В настоящей работе рассматриваются субтропические СТ и полярнофронтовые СТ [110].

В результате анализа данных наблюдений за ОС, нанесенных на синоптические карты барической топографии 200 и 300 гПа, автор [35] впервые в 1959 г. установил, что в зоне СТ общее содержание озона повышено в левой части (в северном полушарии) по сравнению со средними значениями для соответствующих моментов наблюдений. Разность значений ОС в левой и правой частях СТ составляет по отношению к среднему значению ОС для

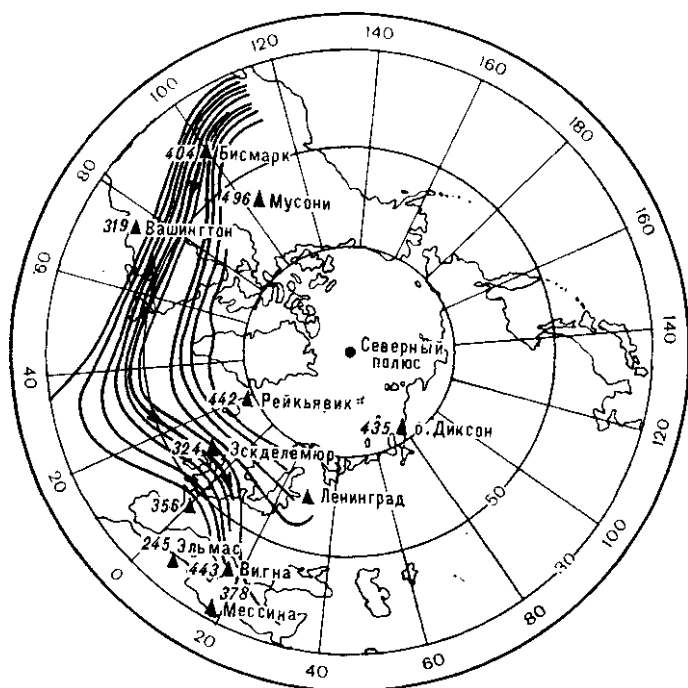


Рис. 6.1. Карта барической топографии 300 гПа. 29 апреля 1958 г.

Цифры у станций — значения ОС в матм.-см.

данного периода 20—100 %. Горизонтальный градиент ОС, направленный из циклонической в антициклоническую часть струи, превышает средний для данного периода меридиональный градиент ОС в 2—10 раз [35, 40].

На рис. 6.1 в качестве примера, приведена карта барической топографии поверхности 300 гПа с нанесенными на ней осью СТ и значениями ОС на станциях, расположенных вблизи оси СТ. Из рис. 6.1 следует, что слева от оси СТ (кривая со стрелками) значения ОС повышены, а справа — понижены.

Существенно важным обстоятельством для обнаружения эффекта деформации поля озона в СТ было использование результатов измерения ОС, экспедиционными озонometрами [39, 40].

По данным этих озонметров, установленных на самолетах, впервые были построены озонные профили в СТ, представляющие собой кривые распределения ОС в плоскости сечения, перпендикулярной к оси СТ [38, 40]. Методика обработки данных наблюдений за ОС, применявшаяся при этом, изложена в работе [40].

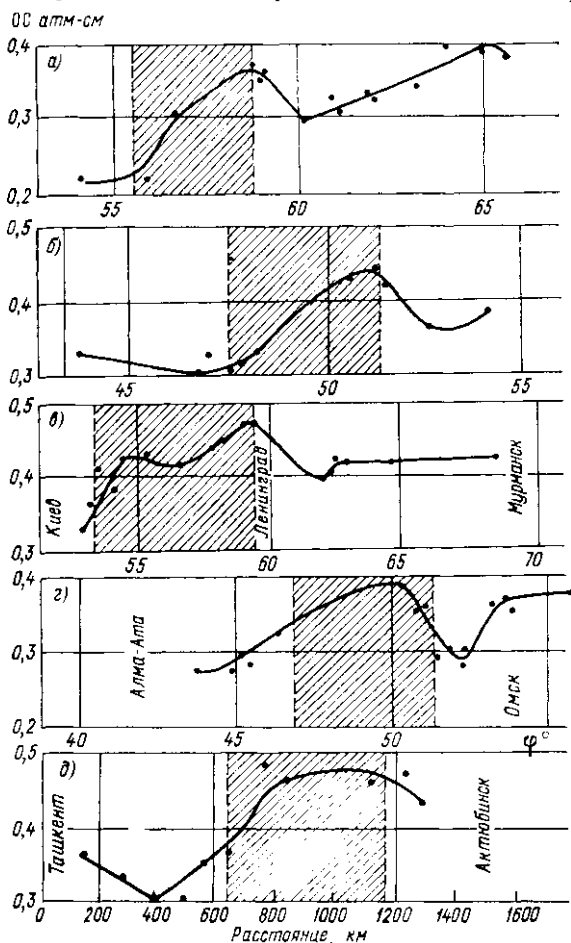


Рис. 6.2. Горизонтальное распределение суммарного озона в зонах СТ по измерениям с самолета.

а) 7 и 8 мая 1959 г. по маршруту Мурманск—Киев; б) 14 мая 1960 г. по маршруту Алма-Ата—Омск; в) 19—20 апреля 1961 г. по маршруту Мурманск—Киев; г) 26 апреля 1961 г. по маршруту Алма-Ата—Омск; д) 11 мая 1960 г. по маршруту Актюбинск—Ташкент (сечение под углом). Заштрихованы зоны СТ.

Несколько позже с помощью указанных озонметров были получены озонные профили в СТ на океанах, причем измерения озона производились в этом случае с научно-исследовательских судов [29, 133].

На рис. 6.2, взятом из работ [40, 45], показано горизонтальное распределение ОС в СТ по данным самолетных измерений.

Из рисунка видно, что в левых частях СТ значения ОС заметно повышены по сравнению с его значениями в правых частях.

Озонный профиль в СТ исследовали с помощью данных наземных наблюдений за ОС [40]. Положение осей СТ определяли на картах барической топографии поверхности 200 гПа, расстояние

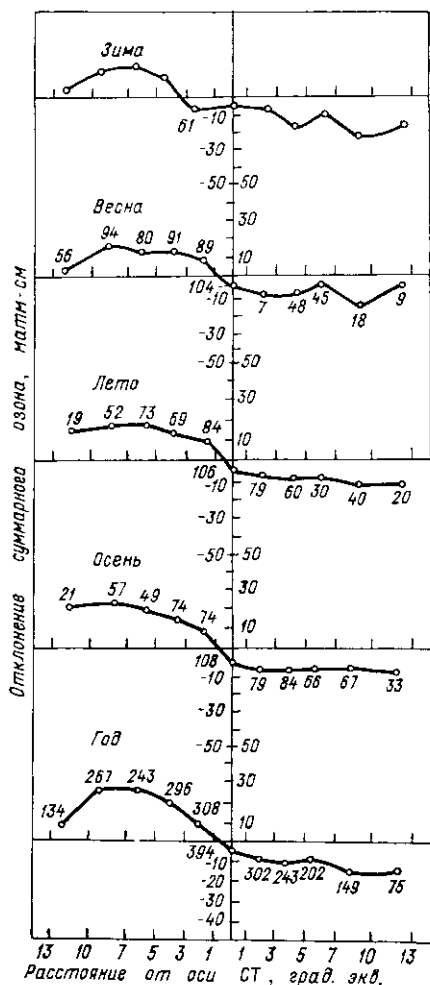
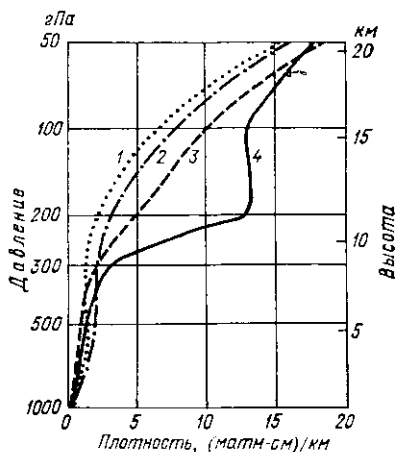


Рис. 6.3. Средние отклонения суммарного озона в зонах струйных течений в разные сезоны и за год (матм-см).

Цифры у кривых — число случаев отклонений.

Рис. 6.4. Вертикальное распределение озона в зависимости от положения осей СТ.

1 — правая часть струи, 2 — размытое поле изогипс, 3 — центральная часть струи, 4 — левая часть струи.



от озонметрической станции до оси СТ — в градусах меридиана. С целью исключения сезонного и широтного хода озона использовали отклонения ОС от средних месячных значений ($\Delta X = X - \bar{X}$). В результате были получены средние озонные профили для зимы, весны, лета, осени и года (рис. 6.3). Из рис. 6.3 следует, что в северном полушарии независимо от сезона в левой части СТ везде наблюдаются в среднем положительные отклонения ОС, а в правой части — отрицательные отклонения.

Этот результат совпадает с данными разовых самолетных измерений (рис. 6.2), но только отдельные самолетные измерения показывают значительно большие колебания ОС в СТ, чем осредненные данные.

В работе [40] исследовался также вопрос о влиянии направления ветра в СТ на вид озонного профиля. Оказалось, что независимо от направления ветра характер среднего озонного профиля в СТ существенно не изменяется. Разность значений ОС в циклонической и антициклонической части СТ наибольшая весной [40].

Для выяснения вопроса о высоте слоя атмосферы, ответственного за деформацию поля ОС в СТ, был произведен анализ совместных данных по вертикальному распределению озона и по расположению осей СТ по отношению к озонометрической станции [40]. На рис. 6.4 [40] показаны кривые плотности озона в зависимости от высоты над уровнем моря в разных частях СТ и в размытом поле изогипс (последнее на изобарической поверхности 200 гПа). Из рисунка видно, что заметное увеличение плотности озона в левой части СТ наблюдается на высотах 8—20 км, т. е. на высотах, расположенных в основном ниже основного максимума на кривых вертикального распределения озона.

Эффект был подтвержден различными авторами. В. Ф. Васин и В. И. Воробьев [20] в 1966 г. на основании проведенной ими обработки и анализа данных наблюдений наземных озонометрических станций и синоптических данных о СТ сделали вывод, аналогичный тому, который ранее сделал Г. П. Гушин [40]. В 1967 г. Д. Ф. Харчилава [139], анализируя совместные данные наблюдений за озоном и СТ, подтвердил, что в левой части СТ наблюдается повышенное содержание озона, а в правой — пониженное.

Явление деформации поля атмосферного озона в зоне СТ над Тихим океаном было подтверждено В. М. Ратьковым [114] в 1969 г. и Г. К. Гушиным [29] в 1970 г. В работе Г. Ф. Ивановой [73], опубликованной в 1972 г. на основании обширных материалов наблюдений были подтверждены и уточнены особенности вертикального распределения атмосферного озона в зоне СТ. В 1973 г. в работе А. Х. Хргиана и др. [95] на основании анализа данных спутниковых наблюдений за атмосферным озоном и данных о СТ было подтверждено явление деформации поля атмосферного озона в зоне СТ. За рубежом явление деформации поля атмосферного озона в СТ в 1973 г. обнаружил Фигейро [178].

6.1.1. Новые результаты исследования эффекта деформации поля озона струйным течением

Начиная с 1976 г. был опубликован ряд новых работ по исследованию эффекта деформации поля озона СТ [25, 52, 59, 127]. В работе [52] была применена новая методика исследований, основанная на использовании массового материала наблюдений за ОС в СТ, имеющих направление, близкое к широтному. Всего

было проанализировано более 2000 наблюдений за ОС в зонах СТ. Положение осей СТ определялось по картам максимального ветра, составленным в Арктическом и антарктическом научно-исследовательском институте, а также по картам АТ₃₀₀ с целью исключения возможности влияния соседних СТ.

Озонометрические станции в зависимости от широты были объединены в пять групп:

Группа А ($\varphi=66\pm 2^\circ$ с. ш.)—Оленек, Игарка, Печора, Тура, Архангельск, Фербенкс;

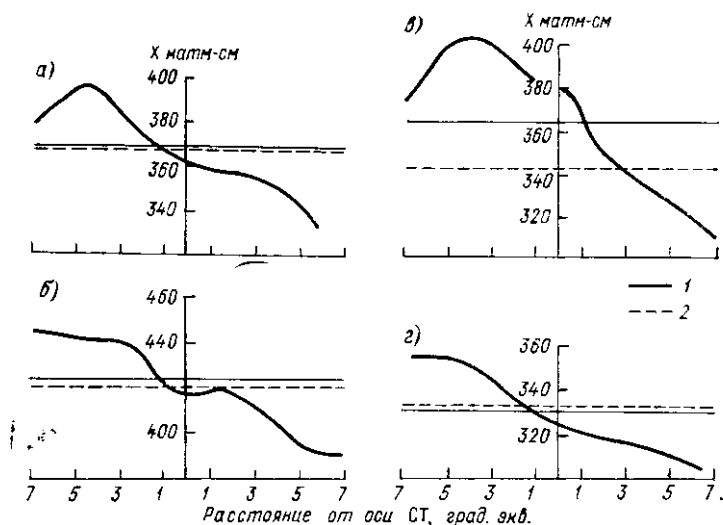


Рис. 6.5. Средние значения суммарного озона на оси, в левой и правой частях струйного течения.

а — зима, б — весна, в — лето, г — осень; 1 — среднее значение ОС в СТ, 2 — среднее значение ОС за сезон. Группа станций Б.

группа Б ($\varphi=57\pm 2^\circ$ с. ш.)—Витим, Ленинград, Черчилл, Свердловск, Рига, Красноярск, Москва, Омск;

группа В ($\varphi=51\pm 2^\circ$ с. ш.)—Куйбышев, Эдмонтон, Гус-Бей, Иркутск, Воронеж, Киев, Семипалатинск, Караганда, Львов;

группа Г ($\varphi=45\pm 2^\circ$ с. ш.)—Цимлянск, Гурьев, Аральск, Одесса, Бисмарк, Карадаг, Грин-Бей, Алма-Ата;

группа Д ($\varphi=39\pm 2^\circ$ с. ш.)—Абастумани, Тбилиси, Боулдер, Чарджоу, Душанбе, Ашхабад.

При подборе станций руководствовались соблюдением условия наименьшего разброса их по широте внутри группы для исключения влияния широтного хода озона на результаты осреднения. При расчете средних значений ОС в зоне СТ использовали абсолютные значения общего содержания озона (матм-см). В результате удалось выявить некоторые особенности колебаний ОС в СТ на различных широтах и в разные сезоны года.

В качестве примера на рис. 6.5 представлены средние значения ОС на оси, в левой и правой частях СТ на различном удалении

от оси СТ. Дополнительно горизонтальными линиями отмечены средние значения ОС в зоне СТ и за сезон для данной широты за рассматриваемый период. Из анализа распределения ОС в СТ видно, что в левой циклонической части струи (ось проходит южнее станции) наблюдается максимум ОС, который в большинстве случаев находится на расстоянии 500—600 км от оси СТ; уменьшение ОС происходит по мере приближения к оси СТ и далее, в правой, антициклонической части (ось проходит севернее станции) отмечаются минимальные значения ОС.

В табл. 6.1 даны разности между значениями ОС слева и справа от оси СТ ΔX на различных широтах ($\Delta X = X_{\max л} - X_{\min п}$), выбранные из средних значений по группам станций. Эти разности ΔX в основном уменьшаются к югу. Качественных изменений в характере распределения озона в СТ в различные сезоны не происходит. Однако следует отметить, что осенью величина ΔX заметно уменьшается на всех рассматриваемых станциях. Это уменьшение ΔX в осенний период можно объяснить уменьшением ОС в целом по полушарию в этот период и уменьшением различия в ОС северных и южных районов.

Таблица 6.1

Значения ΔX матм-см (числитель) и $\frac{\Delta X}{\bar{X}} \cdot 100 \%$ (знаменатель)

Сезон	φ°				
	66±2	57±2	51±2	45±2	39±2
Зима	55	67	95	44	41
	15	18	25	12	12
Весна	70	54	55	48	38
	16	13	14	12	11
Лето	75	92	76	46	—
	20	25	22	14	
Осень	49	49	36	12	22
	15	15	11	4	7

Влияние СТ на ОС можно проследить по рис. 6.5, а также по данным табл. 6.2, в которой представлены значения ОС, наблюдавшиеся в зонах СТ (X_1), значения ОС, когда СТ не наблюдались на расстоянии до 1000 км от станции (X_2), и средние сезонные значения (X_3), полученные из всех имеющихся наблюдений на перечисленных станциях (пяти групп) за рассматриваемый период. В целом X_1 немного превышает X_2 и, следовательно, влияет на увеличение X_3 . Тем не менее увеличение среднего сезонного значения ОС (X_3) зависит не только от повторяемости

Средние значения ОС (матм-см) (числитель) и число случаев наблюдений (знаменатель)

Φ°	Зима			Весна			Лето			Осень		
	$\bar{X}_1$	$\bar{X}_2$	$\bar{X}_3$	$\bar{X}_1$	$\bar{X}_2$	$\bar{X}_3$	$\bar{X}_1$	$\bar{X}_2$	$\bar{X}_3$	$\bar{X}_1$	$\bar{X}_2$	$\bar{X}_3$
66 ± 2	$\frac{377}{130}$	$\frac{362}{115}$	$\frac{370}{245}$	$\frac{430}{109}$	$\frac{414}{426}$	$\frac{418}{535}$	$\frac{374}{81}$	$\frac{323}{581}$	$\frac{330}{662}$	$\frac{341}{128}$	$\frac{301}{221}$	$\frac{316}{349}$
57 ± 2	$\frac{371}{103}$	$\frac{368}{356}$	$\frac{369}{459}$	$\frac{428}{148}$	$\frac{427}{418}$	$\frac{427}{566}$	$\frac{366}{65}$	$\frac{341}{524}$	$\frac{344}{589}$	$\frac{331}{221}$	$\frac{331}{296}$	$\frac{331}{517}$
51 ± 2	$\frac{379}{198}$	$\frac{381}{453}$	$\frac{381}{651}$	$\frac{421}{220}$	$\frac{410}{618}$	$\frac{413}{838}$	$\frac{355}{83}$	$\frac{351}{696}$	$\frac{352}{779}$	$\frac{320}{327}$	$\frac{271}{436}$	$\frac{292}{763}$
45 ± 2	$\frac{376}{149}$	$\frac{384}{308}$	$\frac{382}{457}$	$\frac{399}{127}$	$\frac{380}{504}$	$\frac{384}{631}$	$\frac{336}{67}$	$\frac{328}{550}$	$\frac{329}{617}$	$\frac{307}{213}$	$\frac{302}{379}$	$\frac{304}{592}$
39 ± 2	$\frac{334}{80}$	$\frac{352}{141}$	$\frac{346}{221}$	$\frac{358}{98}$	$\frac{348}{216}$	$\frac{351}{314}$	$\frac{320}{101}$	$\frac{320}{319}$	$\frac{320}{420}$	$\frac{295}{115}$	$\frac{287}{206}$	$\frac{290}{321}$

струйных течений, но и от расположения пункта наблюдения относительно оси СТ. Из рис. 6.5 видно, что кривая, характеризующая распределение ОС, в правой части струи в ряде случаев проходит под линией 2, представляющей среднее за сезон ОС, а это значит, что увеличение X_1 происходит в основном за счет увеличения содержания озона в левой части струи. В целом приведенные в табл. 6.2 результаты расчетов подтверждают вывод, сделанный ранее в работе [40], что в среднем в зонах СТ наблюдаются несколько повышенные значения ОС.

В табл. 6.3 приведены погрешности средних значений ОС $S\bar{X}$ в разных частях СТ, рассчитанные по формуле (5.1). Число наблюдений в различных частях СТ изменялось от 10 до 45.

Как видно из табл. 6.3, погрешности средних значений ОС в СТ, характеризующие в данном случае погрешность измерений и естественную изменчивость ОС, невелики и составляют 2—4 %.

Аналогичные расчеты оценок погрешностей ОС в зонах СТ, сделанные для больших выборок [59], показали, что эти погрешности составляют для средних значений ОС 1—2 %, что значительно меньше указанных в табл. 6.1 изменений ОС в зонах СТ. Однако в результате расчетов с исключением влияния широтного хода и сезонного хода ОС, а также различной повторяемости СТ над рассматриваемыми станциями нами были получены меридиональные градиенты ОС в СТ, несколько уточняющие значения, приведенные ранее в работах [20, 40]. В средних распределениях ОС в зонах СТ горизонтальные градиенты ОС в последнем случае превышали норму в 1,5 раза зимой, в 1,5—2 раза весной, в 1,5—3,5 раза летом и в 1,5—3 раза осенью. Из этого следует, что по

Значения S_x^- (матм-см) для разных частей струйного течения и разных сезонов

φ°	Левая часть СТ				Правая часть СТ		
	расстояние от оси струн, градусы экватора						
	7	5	2	0	2	5	7
Зима							
66 ± 2	12	10	8	9	9	8	9
57 ± 2	12	8	10	10	11	10	10
51 ± 2	7	7	7	8	9	9	13
45 ± 2	7	7	7	6	9	8	8
39 ± 2	6	6	7	9	11	8	9
Весна							
66 ± 2	12	10	8	8	9	9	8
57 ± 2	11	9	7	7	10	9	6
51 ± 2	8	8	7	9	7	9	12
45 ± 2	7	9	9	12	7	9	8
39 ± 2	9	6	7	8	6	8	8
Лето							
66 ± 2	16	7	8	7	9	8	9
57 ± 2	10	7	7	6	10	9	9
51 ± 2	10	13	9	10	11	15	6
45 ± 2	10	6	6	8	8	8	7
39 ± 2	—	—	5	4	4	5	5
Осень							
66 ± 2	10	9	8	8	7	9	8
57 ± 2	11	9	6	8	6	8	8
51 ± 2	9	8	9	7	8	7	8
45 ± 2	6	5	6	5	4	6	6
39 ± 2	8	7	5	5	5	6	5

мере уменьшения контрастов в распределении ОС между полюсом и экватором в летний и осенний периоды относительная роль СТ в деформации поля ОС возрастает.

В работе [59], в отличие от ранее выполненных работ, использовалась для исследований более широкая зона, расположенная на 2500 км влево и вправо от оси СТ. При этом учитывались только отдельные СТ; случаи когда вблизи рассматриваемого СТ проходило другое СТ, при анализе не учитывали. Расстояние озонометрической станции от оси СТ определялось в километрах. В результате статистической обработки данных об ОС, в зависи-

мости от положения осей СТ были получены профили отклонения $\overline{\Delta X}$, показанные на рис. 6.6.

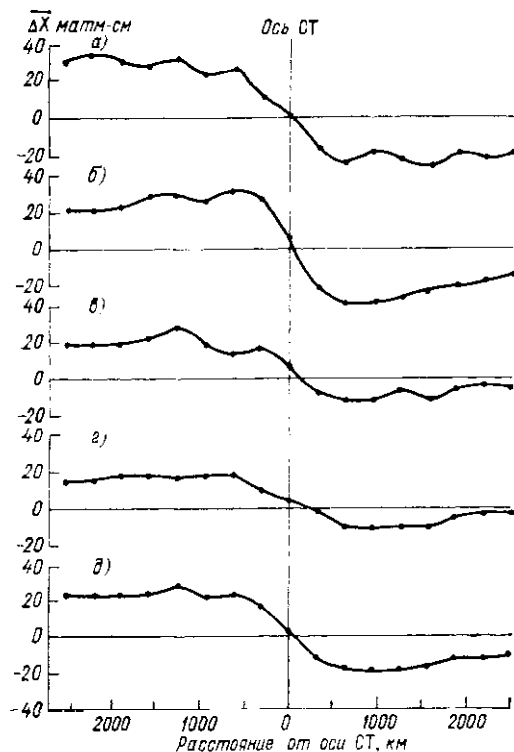


Рис. 6.6. Средние профили $\overline{\Delta X}$ в зоне СТ в различные сезоны.
а — зима, б — весна, в — лето, г — осень, д — год.

Анализ озонных профилей, представленных на рис. 6.6, подтверждает и уточняет выводы, сделанные в работах [40, 52]. Кроме того, как видно из рис. 6.6, на расстоянии 2500 км слева и справа

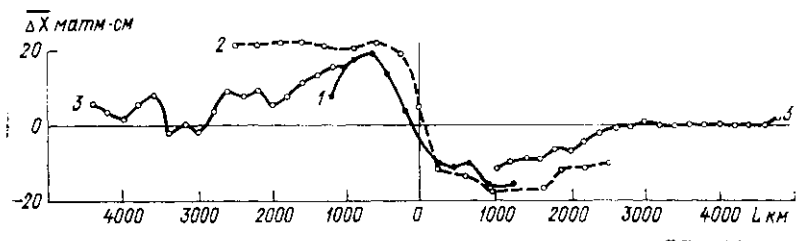


Рис. 6.7. Средние профили $\overline{\Delta X}$ в зоне СТ за разные периоды.

1 — за 1958 г., 2 — за 1974—1976 гг., 3 — за 1975 г.

от оси СТ отклонения ОС имеют вполне определенные значения. Дополнительно нами был построен профиль ОС в СТ на расстоянии от оси СТ до 5000 км (рис. 6.7). Из рис. 6.7 следует, что влияние СТ на ОС сказывается на расстоянии до 3000 км.

В работе [59] также исследовали роль мощности СТ на распределение ОС. По мощности (в зависимости от скорости на оси) струи подразделяли на слабые (100—150 км/ч), умеренные (150—200 км/ч) и сильные (200 км/ч и более). Были получены озонные профили в зоне СТ с учетом их мощности. Анализ этих профилей показал, что распределение озона зависит от мощности СТ, при этом чем больше скорость на оси СТ, тем больше перепад значений ОС слева и справа от оси СТ.

Средние значения отклонений ОС в зоне СТ и разность между ними в левой и правой частях СТ в зависимости от мощности СТ представлены в табл. 6.4. Среднее значение отклонений ОС явилось результатом осреднения восьми значений в левой и правой частях СТ:

$$\overline{\Delta X} = \frac{1}{8} \sum_{i=1}^8 \overline{\Delta X}_i, \quad (6.1)$$

где

$$\overline{\Delta X}_i = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n \Delta X_{ji},$$

n — число отклонений ΔX_{ji} , вошедших в $1/8$ часть левой или правой части СТ. Перепад $\Pi = \overline{\Delta X}_л - \overline{\Delta X}_п$.

Анализируя данные табл. 6.4, можно сделать следующие выводы:

Таблица 6.4

Средние значения отклонений $\overline{\Delta X}_л$ и $\overline{\Delta X}_п$ в зоне струйных течений и перепад суммарного озона в зависимости от мощности струйного течения (матм-см)

Сезон	Левая часть СТ			Правая часть СТ			Π		
	Скорость, км/ч								
	200 и более	150—200	100—150	200 и более	150—200	100—150	200 и более	150—200	100—150
Весна	32,4	26,6	21,0	—26,8	—21,8	—16,1	59,2	48,4	37,1
Лето	26,1	18,2	14,3	—6,9	—8	—5,9	33,0	28,4	20,2
Осень	16,3	14,3	13,4	—7	—6,3	—5,8	23,3	20,6	19,2
Зима	29,1	26,0	22,4	—23,6	—19,6	—19,4	52,7	45,6	41,8
Год	26,0	21,3	17,8	—16,1	—13,9	—11,8	42,1	35,2	29,6

1) чем больше скорость на оси СТ, тем больше по абсолютному значению величины $\overline{\Delta X}_л$ и $\overline{\Delta X}_п$;

2) с увеличением скорости на оси СТ увеличивается $\bar{P}$.

С целью проверки гипотезы ряда авторов о том, что северные потоки приводят к увеличению ОС, а южные — к его уменьшению, были построены графики распределения отклонений ОС в зоне СТ, имеющих северное, северо-западное, западное, юго-западное или южное направление. Анализ этих графиков показал, что слева от оси СТ независимо от направлений ветра наблюдается максимум

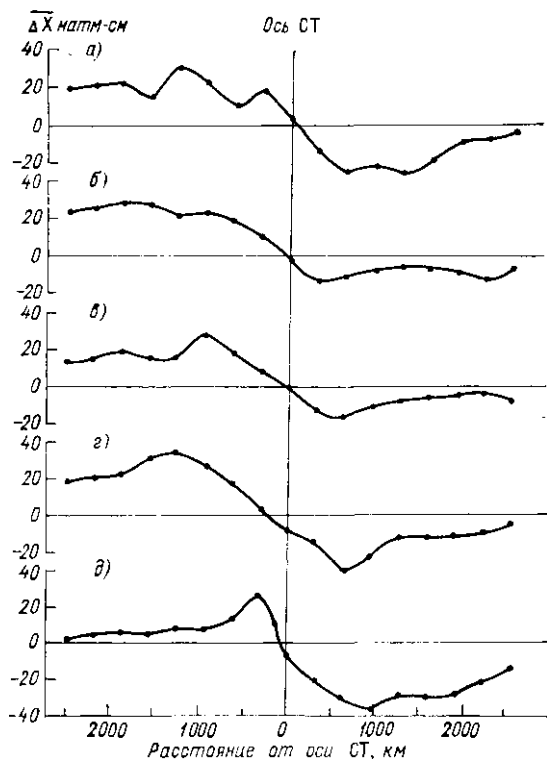


Рис. 6.8. Средние за год профили $\overline{\Delta X}$ в зоне СТ в различных широтных поясах северного полушария.

а — 20—30°, *б* — 30—40°, *в* — 40—50°, *г* — 50—60°, *д* — 60—70°.

озона. Если слева от оси СТ при западном его направлении замечен несколько широтный эффект общепланетарного распределения озона, то справа от оси СТ этого не заметно.

Во всех случаях подтверждается вывод, сделанный в работе [40], что ОС изменяется не вследствие изменения направления оси СТ относительно станции, а за счет изменения высоты изобарической поверхности, что эквивалентно изменению расстояния от станции до оси СТ.

Для СТ северо-западного, западного и юго-западного направлений, имеющих наибольшую повторяемость, была произведена

оценка влияния скорости ветра. Она показала, что с увеличением скорости ветра на оси СТ проявляется установленная ранее закономерность, состоящая в увеличении ОС в левой части и уменьшении его в правой части.

Для выяснения влияния географической широты на средний озонный профиль в зоне СТ были рассмотрены СТ, проходящие в различных широтных зонах (рис. 6.8). Такой подход отличается от предыдущих [40, 52] тем, что позволяет объединять не озонометрические станции в единый широтный пояс, а положение осей СТ, проходящих в той или иной широтной зоне. Проверка показала, что для СТ любой широтной зоны северного полушария справедливо общее правило, т. е. слева от оси СТ находятся повышенные значения ОС, а справа — пониженные.

Н. Н. Виноградова [127] рассмотрела связи колебаний ОС с высотой оси СТ, вертикальной протяженностью СТ выше и ниже уровня тропопаузы, высотой уровня максимальной скорости ветра и высотой тропопаузы. При этом была обнаружена незначительная корреляционная связь между ОС и указанными параметрами СТ.

6.1.2. Физический механизм эффекта деформации поля озона струйным течением

Физическое объяснение эффекта деформации поля атмосферного озона в зоне СТ рассматривалось в работах [40, 45, 51, 70, 147]. В этих работах указывалось на три возможных физических механизма, ответственных за деформацию поля атмосферного озона:

1. Вертикальный турбулентный приток озона из вышележащих слоев атмосферы, где он быстро восстанавливается фотохимическим путем [40]. Причем в левой части СТ приток больше, чем в правой.

2. Горизонтальный макротурбулентный обмен в нижней стратосфере слева и справа от оси СТ. При этом слева от оси СТ он осуществляется циклоническими вихрями, а справа от оси — антициклоническими вихрями [45].

3. Вращение воздуха вокруг оси СТ. При этом в циклонической части СТ происходит его опускание, а в антициклонической — поднятие [70, 147].

Первый механизм в отдельности не объясняет уменьшение озона в правой части СТ. Что касается третьего механизма, то само кручение струи требует подтверждения другими данными. Кроме того, в обоих случаях (втором и третьем) не наблюдается увеличение поперечного градиента озона в конце струи, что противоречит предлагаемым механизмам (при кручении или повышенной турбулентности в левой части СТ этот градиент должен увеличиваться от начала к концу струи).

Второй механизм, предложенный Г. П. Гущиным [45], соответствует концепции так называемого бокового перемешивания,

развитой в 1921 г. Дефантом [103] и впоследствии примененной Россби [124] для объяснения физической природы СТ. Суть этой концепции состоит в том, что меридиональный обмен можно рассматривать как результат крупномасштабной горизонтальной турбулентности, элементами которой являются пиклоны и антициклоны. В отличие от Россби, применившего указанную концепцию только к левой части СТ [124], во втором из указанных механизмов эта концепция применяется к обеим частям СТ. При этом в отличие от Дефанта, который рассматривал только тропосферу, Гущин принимает, что в зоне СТ осуществляется полное или частичное горизонтальное перемешивание атмосферы как слева, так и справа от оси СТ в слое 2—20 км. Указанные значения высот подтверждаются тем, что система воздушных течений, связанная со СТ, разделяющим различные воздушные массы, достигает, как известно, нижней стратосферы, поскольку на вертикальных разрезах атмосферы замкнутые изотахи, окружающие ось СТ, распространяются от высоты около 2 км до высоты около 20 км [110].

С целью иллюстрации используемого здесь положения, заключающегося в том, что ось СТ разделяет различные воздушные массы и препятствует их перемешиванию, приводится рис. 6.9, взятый из синоптического бюллетеня Гидрометцентра СССР. На рис. 6.9 показана конкретная карта геопотенциала изобарической поверхности 300 гПа с типичным положением оси СТ и барических центров низкого (Н) и высокого (В) давления, на которой дополнительно нанесены значения ОС по данным озонметрических станций. На рисунке хорошо видна деформация поля ОС в зоне СТ.

Слева от оси СТ горизонтальное перемешивание в атмосфере осуществляется в основном циклоническими вихрями, справа — антициклоническими. Центры циклонов и антициклонов (рис. 6.9) отчетливо прослеживаются в этот день на разных геопотенциальных высотах (от уровня земли до 100 гПа) и образуют так называемые циклоническую и антициклоническую вихревые трубки. Появление указанных вихрей объясняется динамическими причинами, обусловленными, в частности, сдвигом скорости ветра в горизонтальном направлении, причем эта скорость уменьшается с удалением от оси СТ, и волнообразными искривлениями оси СТ, вызываемыми волнами Россби [103]. При этом предполагается, что основой существования СТ является термический градиент в атмосфере, обусловленный распределением солнечной радиации и вторичными динамическими причинами.

С точки зрения указанного механизма, выявленного при анализе данных наблюдений, СТ являются первичными образованиями, а циклоны и антициклоны — вторичными образованиями в атмосфере, что подтверждают энергетические соображения (основная часть кинетической энергии атмосферы сосредоточена в СТ). Под вторичными динамическими причинами имеется в виду горизонтальное перемешивание тропосферы слева и справа от оси

СТ, в результате которого создается дополнительный термический (и, следовательно, барический) градиент около оси СТ.

Ось СТ, являющаяся линией наибольшей скорости ветра, нигде не пересекается атмосферными вихрями. Появление вихря, пересекающего ось СТ, противоречит динамике воздушных течений (невозможно существование вихря со встречным движением воздуха). Отсюда следует, что ось СТ является препятствием для

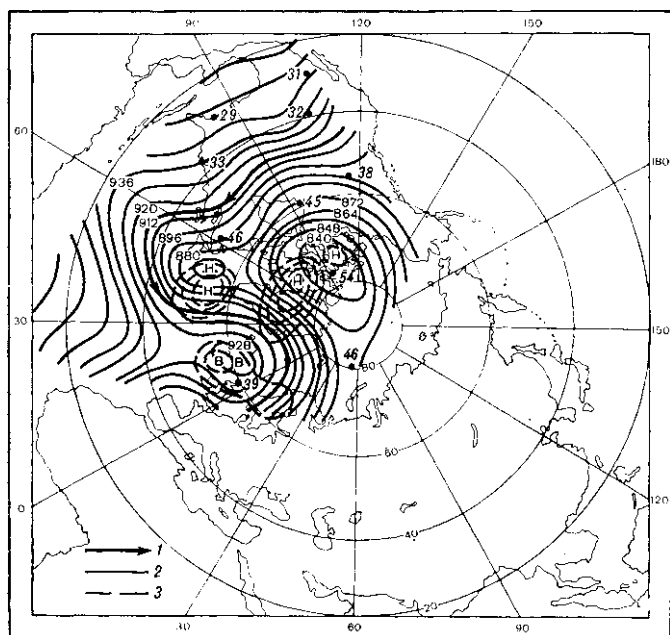


Рис. 6.9. Карта геопотенциала изобарической поверхности 300 гПа 5 апреля 1978 г.

1 — ось СТ, 2 — изогипсы, 3 — изобары на уровне поверхности земли. Цифры у станций — значения ОС в 10^2 атм-см.

перемешивания различных примесей атмосферы, располагающихся по обе стороны от оси СТ. Впервые указанное «барьерное» действие СТ по отношению к атмосферному озону было рассмотрено в работе [35].

Влияние горизонтального перемешивания атмосферы на слой озона иллюстрируют кривые на рис. 6.10. Кривая 3а изображает среднее меридиональное распределение ОС в широтной зоне $20-60^\circ$ с. в весенний период по данным Л. У. Годсона [28]. Как известно, основной вклад в это распределение вносит та часть слоя озона, которая располагается на высотах 10—20 км. В случае полного горизонтального перемешивания атмосферы слева и

справа от оси СТ, расположенной в рассматриваемом случае на широте 40° , меридиональное распределение ОС трансформируется в распределение, описываемое кривой 1. При этом предполагается, что горизонтальное перемешивание осуществляется вихрями различных масштабов и в том числе с диаметром 1500—3000 км, что соответствует размерам циклонов и антициклонов.

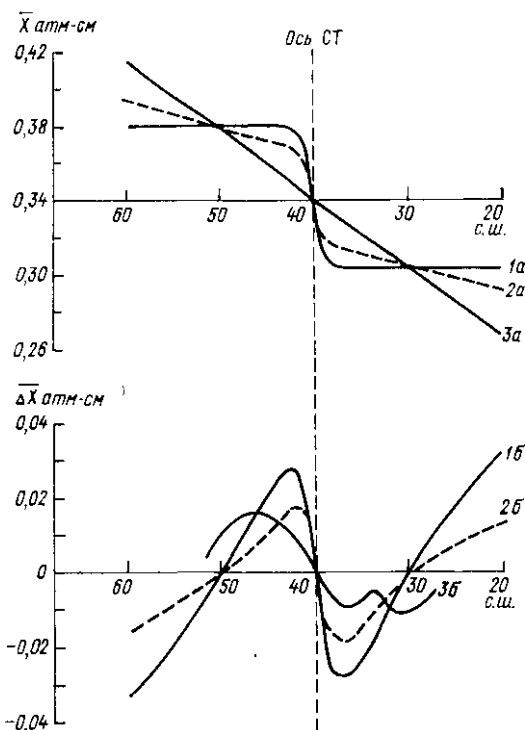


Рис. 6.10. Среднее значение $\bar{X}$ (а) и отклонения средних за день значений ОС от средних месячных $\overline{\Delta X}$ (б) в зоне СТ в весенний период.
1 — полное горизонтальное перемешивание, 2 — частичное перемешивание, 3 — наблюдаемое среднее значение $\bar{X}$ в широтной зоне $20-60^\circ$ с. н. $\overline{\Delta X}$ в зоне СТ.

Слева и справа от оси СТ устанавливаются распределения ОС, не зависящие от широты и равные средним значениям ОС в соответствующих широтных зонах $40-60$ и $20-40^\circ$ (рис. 6.10 кривая 1а). В качестве среднего значения ОС в широтной зоне $40-60^\circ$ было принято значение ОС на широте 50° , а в широтной зоне $20-40^\circ$ — значение ОС на широте 30° в весенний сезон.

При частичном горизонтальном перемешивании атмосферы в широтной зоне $20-60^\circ$ с. при наличии СТ устанавливается профиль ОС, показанный на рис. 6.10 кривой 2а.

В результате горизонтального перемешивания атмосферы в зоне СТ будут наблюдаться отклонения $\Delta X = X - \bar{X}$ (где $\bar{X}$ — среднее за месяц значение ОС), показанные на рис. 6.10 кривой 1б для полного горизонтального перемешивания и кривой 2б для частичного горизонтального перемешивания. Кривая 1б получена путем вычитания ординат кривых 1а и 3а, а кривая 2б — путем вычитания ординат кривых 2а и 3а. Для сравнения на рис. 6.10 приведена кривая 3б, полученная в результате обработки материалов наблюдений за ОС и показанная ранее на рис. 6.3 для весны. Как видно из рис. 6.10, теоретическая (1б) и экспериментальная (3б) кривые отклонений ОС близки друг к другу как по характеру изменений, так и по значениям самих отклонений. Близкие к полученным на рис. 6.10 значения отклонений ОС в зонах СТ получили позже и независимо В. Ф. Васин и В. И. Воробьев [20].

При частичном горизонтальном перемешивании атмосферы характер кривой отклонений ΔX не изменяется, но уменьшается амплитуда отклонений (рис. 6.10, кривая 2б).

Механизм горизонтального перемешивания атмосферы слева и справа от оси СТ объясняет такую особенность деформации поля атмосферного озона, как увеличение отклонений ОС в зоне СТ весной и уменьшение этих отклонений осенью [40]. Указанные сезонные колебания средних отклонений ОС в зоне СТ объясняются существующими сезонными колебаниями среднего меридионального градиента СО. Как видно из рис. 6.10, увеличение (уменьшение) среднего меридионального градиента ОС приводит к увеличению (уменьшению) отклонений ОС по абсолютному значению в левой и правой частях СТ.

Этими же изменениями среднего меридионального градиента ОС с изменением широты объясняется уменьшение отклонений ОС по абсолютному значению в левой и правой частях СТ с уменьшением широты, на которой располагается ось СТ [40]. Как известно, средний меридиональный градиент ОС уменьшается с уменьшением широты [39, 147], что приводит к указанной широтной зависимости отклонений ОС в зоне СТ. Увеличение градиента ОС (в направлении, перпендикулярном к оси СТ) с увеличением скорости на оси СТ объясняется с точки зрения предложенного механизма увеличением горизонтального перемешивания слева и справа от оси СТ, вызванном ростом завихренности при увеличении указанной скорости вследствие увеличения горизонтального сдвига ветра.

Таким образом, теоретический механизм горизонтального перемешивания атмосферы слева и справа от оси СТ объясняет все особенности наблюдаемого среднего распределения атмосферного озона в зоне СТ: повышенный градиент ОС, направленный из циклонической в антициклоническую часть СТ, увеличение ОС в левой части СТ, уменьшение ОС в правой части СТ и сами значения отклонений ОС в зоне СТ.

6.1.3. Изменения суммарного озона, связанные с длинными волнами, высотными ложбинами и гребнями

Как известно [103], высотный западный перенос в атмосфере осуществляется по волнообразной траекторин. При этом наиболее характерными образованиями в высотном западном потоке являются длинные волны, теоретическое обоснование которым для Россби на основе сохранения абсолютной завихренности [103, 124]. Вокруг северного полушария наблюдаются 4 или 5 таких волн, образующих высотные ложбины и гребни [103]. Скорость перемещения длинных волн с запада на восток составляет 0—8 м/с [103]. Период длинных волн в атмосфере составляет 4—20 суток. Волны в ряде случаев имеют неправильную форму; в виде ложбин и гребней они прослеживаются на картах барической топографии одновременно на поверхностях 500, 300, 200 и 100 гПа, а иногда и в большей толще атмосферы. Амплитуда длинных волн составляет около 2000—4000 км.

В основном волны наблюдаются в средних широтах, но иногда охватывают высокие и низкие широты, причем в экваториальной области отмечаются очень редко.

Вследствие наличия высотных ложбин и гребней западный перенос редко имеет точно зональное направление. В нем все время появляются меридиональные слагающие северного или южного направления. В результате этого волнового перемещения большие массы воздуха, движущиеся в целом с запада на восток, оказываются то на широтах 30—40°, то на широтах 60—70°.

Основным стержнем западного переноса являются струйные течения. Струйные течения проходят через высотные ложбины и гребни и определяют их геометрические формы. На картах барической топографии поверхностей 300 и 200 гПа высотные ложбины и гребни прослеживаются по расположению изогипс, с которыми почти совпадает направление ветра. При этом по положению крайних изогипс определяется контур ложбины или гребня, а по расположению системы всех изогипс — ось ложбины или гребня. Струйное течение, как правило, протекает внутри контура ложбины или гребня (см. рис. 6.9).

Анализируя колебания ОС над Оксфордом, Норманд [198] впервые обнаружил совпадение периода колебаний ОС с периодом прохождения длинных волн высотного потока. В различное время года при прохождении высотной ложбины над станцией отмечалось возрастание ОС, при прохождении высотного гребня — падение ОС. Эта закономерность была впоследствии подтверждена многими исследователями [40, 147].

Поскольку объяснить нарастание озона в ложбинах и уменьшение его в гребнях летом и осенью было затруднительно с помощью только адвективного переноса (из-за малых горизонтальных градиентов озона в эти сезоны), Норманд сделал предположение о наличии нисходящих потоков в ложбинах, приводящих

к увеличению ОС, и восходящих движений в гребнях, вызывающих его уменьшение (явление, названное впоследствии эффектом Норманда).

В ряде работ (например, [17, 147]) были приближенно рассмотрены адвективный, вертикальный и турбулентный переносы озона, произведена оценка их эффективности по отношению к ложбинам и гребням и сделаны выводы, аналогичные выводам Норманда. При этом вклад вертикального и турбулентного переноса ОС был оценен на основе только приближенных теоретических расчетов. Экспериментальные данные о вертикальном и турбулентном переносе ОС, которые могли бы подтвердить или опровергнуть эти расчеты, как раньше, так и в настоящее время отсутствуют.

Статистическое подтверждение колебаний ОС в высотных ложбинах и гребнях, основанное на большом материале наблюдений, было дано в работе [19]. При этом в ложбинах (рассматривался уровень 200 гПа) в 79 % случаев получены положительные отклонения ОС от его средних месячных значений, в гребнях отрицательные отклонения ОС составили 76 % случаев. Причем средние значения отклонений ОС в ложбинах и гребнях составили соответственно 12 и —13 матм-см, что близко к средним отклонениям ОС, отмечавшимся в зоне СТ [40].

Авторы работ [147, 198] при анализе колебаний ОС в ложбинах и гребнях рассматривали эти образования в целом, безотносительно к осям струйных течений, проходящих через ложбины и гребни. Поскольку СТ вызывают деформацию поля ОС, были исследованы отклонения ОС в ложбинах и гребнях с учетом прохождения через них СТ.

Так, в работе [25] рассматривалось распределение ОС в высотных ложбинах и гребнях, выбранных на изобарических поверхностях 300 гПа по обе стороны от оси СТ на расстояниях, не превышающих 1000 км от оси. Использовались данные средних за день измерений ОС на следующих станциях: Черчилл, Эдмонтон, Гус-Бей, Орхус, Ароза, за период 1967—1968 гг. Положение оси СТ определялось по картам максимального ветра, составленным в Арктическом и антарктическом научно-исследовательском институте. Всего было проанализировано 1900 случаев. В табл. 6.5 приведены результаты расчетов средних значений отклонений ОС от средних месячных значений по указанным станциям за каждый сезон года для следующих случаев: в ложбине слева и справа от оси СТ; в гребне справа и слева от оси СТ. Более наглядное представление об отклонениях ОС дает табл. 6.6, в которой приведены осредненные данные табл. 6.5 для всей группы станций с учетом числа случаев. Из табл. 6.5 и 6.6 следует, что в ложбинах слева от оси СТ наблюдаются устойчивые положительные отклонения ОС, составляющие в среднем 15—24 матм-см. Эти отклонения близки к тем, которые наблюдались в зоне СТ, независимо от характера барических полей (табл. 6.4). В правой части СТ, проходящего в высотной ложбине, наблюдаются зна-

Распределение средних значений отклонений суммарного озона (матм-см) в высотных ложбинах и гребнях слева и справа от оси струйного течения

Сезон	Барическая система	Положение относительно оси СТ	Черчилл	Эдмонтон	Гус-Бей	Оркус	Ароза
Зима	Гребень	Слева	—2	2	—6	—4	7
		Справа	—31	—23	—31	—33	—41
	Ложбина	Справа	—12	—30	—10	5	7
		Слева	15	14	12	25	37
Весна	Гребень	Слева	—11	6	14	2	—6
		Справа	—23	—10	—25	—15	—12
	Ложбина	Справа	—8	—2	—10	8	10
		Слева	22	14	18	40	20
Лето	Гребень	Слева	3	—1	—5	7	—5
		Справа	—19	—12	—14	—6	—8
	Ложбина	Справа	—5	6	1	6	9
		Слева	17	23	14	20	16
Осень	Гребень	Слева	—7	—3	8	—11	2
		Справа	—14	—12	—29	—23	—15
	Ложбина	Справа	—20	—9	—5	10	13
		Слева	16	15	18	17	16

Таблица 6.6

Средние значения отклонений озона (ΔX матм-см) и число случаев (n) в высотных ложбинах и гребнях слева и справа от оси струйного течения

Сезон	В ложбинах				В гребнях			
	слева		справа		справа		слева	
	ΔX	n	ΔX	n	ΔX	n	ΔX	n
Зима	20	146	—11	58	—30	84	+2	103
Весна	24	156	5	110	—18	141	+4	107
Лето	18	150	3	97	—14	100	+1	101
Осень	16	150	—7	98	—16	184	—2	117

копеременные отклонения ОС, в среднем меньшие по абсолютному значению, чем в левой части.

В гребнях в правой части СТ наблюдаются устойчивые отрицательные отклонения ОС, составляющие в среднем от —14 до —30 матм-см. Значения этих отклонений также близки к отклонениям, которые наблюдались в СТ независимо от положения барических полей (см. табл. 6.4). В левой части СТ в гребнях наблюдаются малые по абсолютному значению знакопеременные отклонения ОС. Следует добавить, что зимой и весной отклонения ОС в левой части СТ в ложбинах и в правой части СТ в гребнях

немного превосходят аналогичные отклонения, наблюдаемые летом и осенью (табл. 6.6).

Из табл. 6.5 и 6.6 также следует, что полученные небольшие знакопеременные отклонения ОС в гребнях слева от оси СТ и в ложбинах справа от оси СТ не соответствуют распределению ОС в высотных ложбинах и гребнях, установленному Норман-дом [198].

Аналогичный результат на большем статистическом материале был получен в работе [59]. Для анализа использовались данные о средних за день значениях ОС, полученные по 94 советским и зарубежным озонометрическим станциям северного полушария за период с 1974 по 1976 г. Рассматривались случаи прохождения

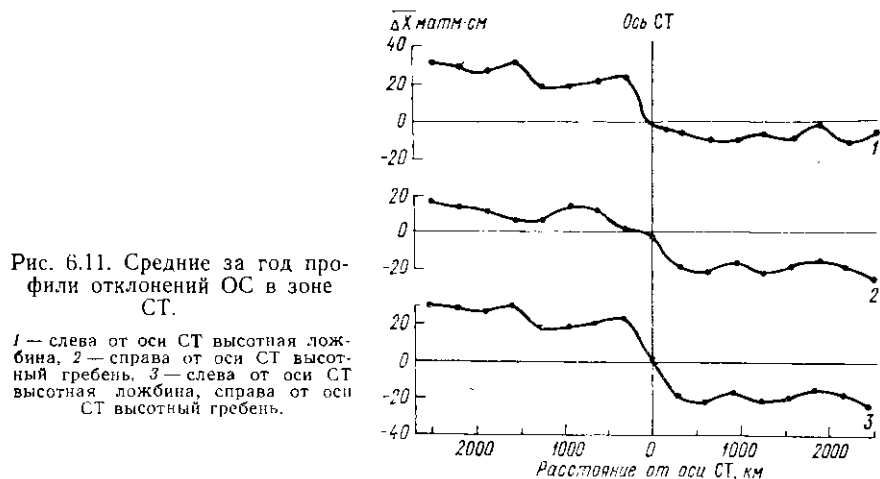


Рис. 6.11. Средние за год профили отклонений ОС в зоне СТ.

1 — слева от оси СТ высотная ложбина, 2 — справа от оси СТ высотный гребень, 3 — слева от оси СТ высотная ложбина, справа от оси СТ высотный гребень.

СТ через хорошо выраженные ложбины и гребни на поверхностях 300 и 200 гПа. Результаты обработки данных показаны на рис. 6.11. Из рисунка следует, что в левой части СТ при прохождении его через высотную ложбину наблюдаются устойчивые положительные отклонения ОС, равные 20—30 матм-см, в правой части — небольшие отрицательные отклонения ОС (кривая 1). В правой части СТ при прохождении его через высотный гребень наблюдаются устойчивые отрицательные отклонения ОС, равные 15—25 матм-см, в левой части — небольшие положительные отклонения ОС, равные 5—15 матм-см (кривая 2).

Из изложенного выше следует, что обнаруженная Норман-дом закономерность в распределении ОС в высотных ложбинах и гребнях требует существенного уточнения: в высотных ложбинах повышенные значения ОС наблюдаются только до оси СТ, правее оси СТ в высотных ложбинах наблюдаются в среднем пониженные или близкие к нулю отклонения ОС. В высотных гребнях пониженные значения ОС наблюдаются также только до оси СТ, левее оси СТ в высотных гребнях наблюдаются в среднем повышенные значения ОС. Указанное уточнение позволяет

сделать вывод, что в основе эффекта Норманда лежит эффект деформации поля озона струйным течением.

Таким образом, найденная Нормандом закономерность в распределении ОС в высотных ложбинах и гребнях является следствием более общей закономерности — эффекта деформации поля озона СТ. С этой точки зрения для объяснения найденной Нормандом закономерности в распределении ОС в высотных ложбинах и гребнях достаточен указанный в разделе 6.1.2 физический механизм горизонтального перемешивания атмосферы отдельно слева и отдельно справа от оси СТ.

6.1.4. Горизонтальное распределение суммарного озона в наземных циклонах и антициклонах как отражение эффекта деформации поля озона струйными течениями

Вопрос о связи поля ОС с барическим полем атмосферы возник с самого начала исследований атмосферного озона [40, 112, 147, 168]. В работах [19, 40, 112, 168] было показано, что в наземных циклонах в среднем наблюдаются повышенные значения ОС в тыловой части и пониженные значения в передней части. В наземных антициклонах в среднем наблюдаются повышенные значения ОС в правой (передней) части и пониженные значения в левой части.

В работе [19] исследовались распределения отклонений суммарного озона ΔX в наземных циклонах и антициклонах, причем

$$\Delta X = \frac{\sum_{i=1}^n (\bar{X}_i - \bar{X})}{n}, \quad (6.2)$$

где $\bar{X}_i$ — среднее за день значение ОС, $\bar{X}$ — среднее за декаду значение ОС, n — число дней наблюдений.

В результате исследований [19, 40] были получены средние за три года значения отклонений ΔX в циклонах и антициклонах без разделения стадий их развития (табл. 6.7).

Таблица 6.7

Число случаев барических полей n и средние и максимальные отклонения суммарного озона (мат-см). 1957—1959 гг.

Барическое поле	n	$\Delta \bar{X}$	$(\Delta \bar{X})_{\max}$
Циклон:			
передняя часть	63	—9	—29 (март)
тыловая часть	123	+13	+28 (февраль)
Антициклон:			
левая часть	67	—10	—19 (ноябрь)
правая часть	57	+2	+12 (апрель)

В табл. 6.7 приведены также максимальные отклонения $(\Delta X)_{\max}$ в различных частях циклонов и антициклонов из средних за каждый месяц 1957—1959 гг. Такие же или несколько большие значения отклонений ОС в различных частях циклонов с учетом стадии их развития приводятся в работе [112]. Как видно из табл. 6.7, значения отклонений ОС в различных частях циклонов и антициклонов близки к значениям отклонений ОС в зоне СТ (см. табл. 6.4).

В работах [19, 40] были рассмотрены распределения отклонений ОС в циклонах и антициклонах совместно с высотными барическими системами над пунктами наблюдений. Использовались карты барических полей на уровне 200 гПа над районами расположения наземных циклонов и антициклонов. Было установлено, что наблюдаемые значения отклонений ОС в наземных циклонах и антициклонах в основном определяются положением осей струйных течений и связанных с ними высотных ложбин и гребней. Если СТ пересекало область наземного циклона (имеется в виду в проекции), то повышенные значения ОС наблюдались в той части циклона, где находилась левая часть СТ, а пониженные значения ОС — в той части циклона, где находилась правая часть СТ. В антициклонах наблюдалась аналогичная закономерность: в части антициклона, расположенной под правой частью СТ, наблюдались пониженные значения ОС, а в части антициклона, расположенной под левой частью СТ, — повышенные значения ОС.

6.1.5. Воздушные массы в стратосфере с различными значениями суммарного озона и механизм их образования

Из изложенного выше следует, что оси СТ разделяют крупные массы воздуха в тропосфере и нижней стратосфере, находящиеся слева и справа от оси СТ, и препятствуют их перемешиванию. Протяженность по вертикали этих масс воздуха составляет 2—25 км, по горизонтали — от сотен до нескольких тысяч километров по направлению, перпендикулярному к оси СТ, и тысячи, а иногда десятки тысяч километров в направлении оси СТ. Поскольку известны две основные системы СТ: субтропическая и полярнофронтальная, то возможно существование трех различных воздушных масс в свободной атмосфере на указанных высотах: арктическая, умеренная и тропическая. Арктическая масса воздуха ограничена с юга полярнофронтовым СТ; умеренная масса воздуха ограничена с севера полярнофронтовым СТ, с юга субтропическим СТ; тропическая масса воздуха ограничена с севера субтропическим СТ. Как известно, СТ не непрерывны в атмосфере: в местах, где скорость ветра заметно уменьшается, образуются разрывы СТ, хотя общий западный поток сохраняется.

Указанные воздушные массы достаточно заметно прослеживаются по средним значениям ОС, изменяющимся в разные сезоны.

В работах [149, 150] было произведено указанное географическое разделение воздушных масс в северном полушарии и най-

дены средние за каждый месяц значения ОС в каждой из трех воздушных масс. На рис. 6.12 по данным работы [150] приводятся средние значения ОС для арктической (АВ), умеренной (УВ) и тропической (ТВ) воздушных масс за период январь 1975 г.—декабрь 1976 г. Оценка погрешности среднего значения ОС в данной воздушной массе, найденная по формуле (5.2) из выборки за апрель и сентябрь 1976 г., составила 3—13 мкм-см, что говорит о сравнительно небольшой изменчивости значений ОС внутри одной и той же воздушной массы.

Значительный интерес для физики атмосферы представляет физический механизм, который обеспечивает существование и

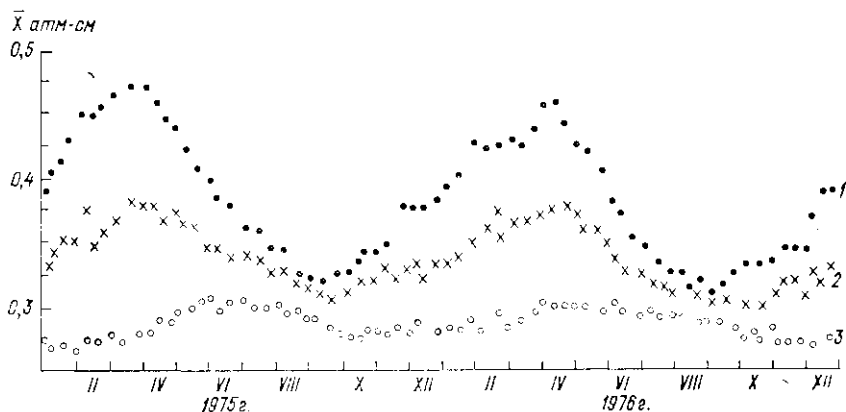


Рис. 6.12. Средние за день значения суммарного озона в различных воздушных массах в 1975—1976 гг. [150].

1 — арктическая воздушная масса, 2 — умеренная воздушная масса, 3 — тропическая воздушная масса.

разделение в свободной атмосфере различных воздушных масс с разными значениями ОС. Этим механизмом является горизонтальное макротурбулентное перемешивание, существующее слева и справа от оси СТ. Само это перемешивание, как уже говорилось, вызывается наличием СТ, горизонтальным сдвигом скорости слева и справа от оси СТ и волнообразным искривлением оси СТ. Само СТ является подвижной границей между различными воздушными массами (точнее говоря, поверхностью раздела между воздушными массами является поверхность, образованная в зоне СТ линиями токов на разных высотах с максимальными скоростями ветра). Следовательно, пока в атмосфере существуют СТ, будут существовать и различные воздушные массы с разными значениями ОС.

В областях разрыва СТ горизонтальное перемешивание атмосферы может приводить к размыванию границ между различными воздушными массами и сглаживанию контрастов ОС.

Арктическая масса воздуха, как показывают анализы полей геопотенциала на уровнях 300 и 200 гПа совместно с данными об ОС, претерпевает значительную трансформацию в период стратосферных потеплений. При этом в арктическом бассейне наблюдается значительное повышение количества ОС, которое отмечается и в некоторых районах умеренных широт, захваченных процессом высотной перестройки атмосферной циркуляции. Поэтому иногда колебания ОС внутри АВ превышают таковые внутри УВ и ТВ.

6.1.6. Некоторые особенности турбулентного обмена в атмосфере, выявленные из наблюдений за озоном

Как известно [103], по аналогии с определением вертикального перемешивания атмосферы Дефант в 1921 г. впервые ввел понятие о том, что меридиональный обмен можно рассматривать как результат крупномасштабной горизонтальной турбулентности, элементами которой являются циклоны и антициклоны. Эта концепция широко применяется для исследования атмосферы и, в том числе при построении различных моделей атмосферной циркуляции. Однако Дефант и другие исследователи, которые продолжали применять и развивать концепцию бокового перемешивания, не учитывали указанного выше эффекта разделения воздушных масс струйным течением в свободной атмосфере, обнаруженным по наблюдениям за озоном.

С этой точки зрения концепция горизонтального макротурбулентного перемешивания в атмосфере нуждается в существенном уточнении. В свободной атмосфере крупномасштабное перемешивание в меридиональном направлении ограничивается СТ и происходит внутри областей (полос), ограниченных осями СТ. Атмосферные примеси и субстанции, находящиеся слева и справа от оси СТ, не перемешиваются между собой в свободной атмосфере. Можно ожидать, что указанные условия перемешивания нарушаются в зоне СТ на нижней и верхней границах рассматриваемого слоя (т. е. в пограничном слое и слое выше 25 км) или в местах разрыва СТ.

Можно, однако, предположить, что в зоне СТ аналогичные ограничения накладываются на вертикальное перемешивание. Струйное течение препятствует перемешиванию примесей атмосферы, находящихся выше и ниже оси СТ. Этот эффект обеспечивается мелкомасштабными вихрями ниже и выше оси СТ, причем оси этих вихрей имеют преимущественно горизонтальное направление, а направление вращения вихрей (если их рассматривать в вертикальной плоскости, совпадающей с осью СТ, направленной с запада на восток) осуществляется по часовой стрелке для тех из них, которые расположены ниже оси СТ, и против часовой для тех из них, которые расположены выше оси СТ. С этой точки зрения слой с максимумом скорости ветра на высотах 8—16 км является задерживающим слоем, обеспечивающим наблю-

даемую особенность в вертикальном распределении озона и водяного пара в атмосфере при переходе через указанный слой (т. е. заметное возрастание концентрации озона и резкое уменьшение концентрации водяного пара над тропопаузой).

6.2. КОЛЕБАНИЯ ОЗОНА В ЗИМНИЙ ПЕРИОД, СВЯЗАННЫЕ С ТИПАМИ ЦИРКУЛЯЦИИ И СТРАТОСФЕРНЫМИ АНТИЦИКЛОНАМИ

Поле ОС в высоких широтах в зимний период формируется под действием циркуляционных процессов атмосферы.

Гипотеза переноса озона из стратосферы низких широт в полярные районы является одной из наиболее известных [28, 147], однако действительная природа циркуляции, определяющая наблюдающееся распределение ОС в северном полушарии в зимний период, остается невыясненной. Причины короткопериодных вариаций ОС в высоких и умеренных широтах, в ряде случаев превышающих величину годовой амплитуды среднемесячных значений, остаются неизученными.

Многими авторами рассматривалась связь колебаний озона с барическими полями атмосферы на различных уровнях [12, 40], рассчитывались отклонения ОС в разных секторах приземных барических образований [19], а также в циклонах и антициклонах различной вертикальной протяженности [173]. В ряде случаев авторы приходили к неоднозначным выводам.

Неоднократно проводились сопоставления ОС с количественной характеристикой циркуляции атмосферы — индексом циркуляции [8, 147]. Полученные значения коэффициентов корреляции между индексами циркуляции, рассчитанными для разных уровней верхней тропосферы и нижней стратосферы, и ОС для разных сезонов года оказались разноименными по знаку для различных станций. Этот факт указывает на то, что изменения ОС нельзя объяснить только изменением интенсивности циркуляции.

При сравнении средних значений ОС в циклонах и антициклонах тропосферных уровней было обнаружено его повышенное значение в циклонах и пониженное в антициклонах. По данным работы [19] эти изменения в среднем для циклонов на уровне земной поверхности составили 7 матм-см, для антициклонов 4 матм-см. В высотных циклонах превышение ОС может достигать 100 матм-см по отношению к антициклонам [75]. Однако полученные выводы о повышении значения ОС в высотном циклоне и понижении в антициклоне нельзя распространить на стратосферные вихри полярных районов. В силу того что циклоническая форма циркуляции в стратосфере полярных широт характерна для холодного полугодия, а антициклоническая — для летнего периода, на различие в содержании озона в этих барических образованиях будет сказываться сезонный ход ОС. При выявлении причин существующего повышенного значения ОС и его больших колебаний в зимний период в высоких широтах необхо-

димо не только анализировать интенсивность междуширотного обмена воздушных масс, но и обращать внимание на вынос воздуха в высокие широты в различных циркуляционных системах, на особенности отдельных географических районов, проявляющиеся в различной повторяемости основных барических образований, учитывая при этом и различие типов стратосферных циклонических вихрей и положение их центров.

В настоящем разделе приводятся результаты сопоставления вариаций ОС с различными типами зимней стратосферной макроциркуляции. В зимние месяцы в стратосфере господствует полярный циклонический вихрь, однако центр его редко располагается над полюсом. Смещение центра полярного вихря на различные секторы Арктики, выход из Тихого и Атлантического океанов в высокие и умеренные широты высотных антициклонов приводят к нарушению зональности переноса воздушных масс, меридиональным преобразованиям барического поля, возмущениям в стратосфере и различным типам макроциркуляции воздуха.

Для выявления связи колебаний ОС с различными типами макроциркуляции воздуха в нижней стратосфере анализировались синоптические карты северного полушария изобарических поверхностей 100 и 300 гПа, а также использовались данные ежедневных наблюдений ОС на следующих станциях в широтном поясе 46—58°: Черчилл, Эдмонтон, Гус-Бей, Бисмарк, Орхус, Бельск, Ароза за период декабрь—февраль 1964—1970 гг. Выбор станций для исследования определялся наличием длинного и сравнительно непрерывного ряда наблюдений за озоном на этих станциях в зимний период. Выбранные типы циркуляции определялись по картам АТ₁₀₀.

К I типу были отнесены циркумполярные циклоны, а также циклоны с центром на некотором расстоянии от полюса, но с круговыми изогипсами без резко выраженных ложбин. При этом типе циркуляции в стратосфере над Северным полушарием преобладает западный перенос воздушных масс. II тип характеризовался одноцентровым циклоном, сдвинутым на Восточное полушарие, причем ось ложбины могла быть направлена как на западную или восточную окраину Америки, так и на ее центральную часть. Область высокого давления над Беринговым морем на уровне 100 гПа периодически смещалась на западную и даже центральную части Америки на поверхности 30 гПа. К III типу отнесены мощные циклонические вихри с центром над центральной или северной частью Канады. IV тип характеризовался двухцентровым стратосферным циклоном, центры которого располагались над американским и советским секторами Арктики и очерчивались одной-двумя изогипсами. При этом центры областей высокого давления находились в умеренных широтах Тихого и Атлантического океанов. При V типе наблюдались два самостоятельных циклонических центра, расположенных над евразийской частью полушария и американской, разделенных гребнем, а иногда и отдельными антициклонами, достигающими районов по-

люса. К VI типу были отнесены циклонические системы с несколькими центрами и ложбинами, ориентированными на Скандинавский п-ов, Восточную Сибирь и Канаду. Наиболее интенсивные гребни со стороны Тихого океана доходили почти до полюса при этом типе циркуляции.

В табл. 6.8 представлены средние за зимний период значения отклонений средних за день значений ОС от средних месячных значений для разных типов стратосферной циркуляции.

Таблица 6.8

Средние значения отклонений суммарного озона от средних месячных значений ($\overline{\Delta X}$) и оценка их погрешности ($S_{\Delta X}$) при различных типах стратосферной циркуляции в зимний период (матм-см) и число случаев

Станция	Тип циркуляции								
	I			II			III		
	$\overline{\Delta X}$	n	$S_{\Delta X}$	$\overline{\Delta X}$	n	$S_{\Delta X}$	$\overline{\Delta X}$	n	$S_{\Delta X}$
Черчилл	-21	15	5	29	84	4	-38	22	6
Эдмонтон	-12	29	5	11	102	3	-18	30	5
Гус-Бей	-25	30	5	19	111	3	-30	29	5
Бисмарк	-7	25	5	15	99	3	-21	28	5
Орхус	-11	27	6	-11	97	4	14	28	4
Бельск	-22	24	5	-5	85	3	-1	24	4
Ароза	-14	27	4	1	82	2	13	21	5

Станция	Тип циркуляции								
	IV			V			VI		
	$\overline{\Delta X}$	n	$S_{\Delta X}$	$\overline{\Delta X}$	n	$S_{\Delta X}$	$\overline{\Delta X}$	n	$S_{\Delta X}$
Черчилл	12	65	3	67	19	5	15	47	5
Эдмонтон	13	81	2	13	34	5	14	54	4
Гус-Бей	12	79	3	26	33	3	23	47	4
Бисмарк	9	65	3	7	31	5	20	40	5
Орхус	6	69	3	14	28	6	10	48	5
Бельск	-6	56	2	9	19	4	20	38	5
Ароза	-6	52	3	4	19	3	20	25	5

В табл. 6.9 сведены результаты расчетов повторяемости положительных и отрицательных отклонений ОС при различных типах циркуляции воздуха в нижней стратосфере в зимний период. Эти результаты показывают, что при I типе, когда над северным полушарием в стратосфере господствует западный перенос воздушных масс и барическое поле высоких и умеренных широт не возмущено, уменьшение ОС наблюдается на всех выбранных

Повторяемость (%) положительных (+ΔX) и отрицательных (−ΔX) отклонений ОС при различных типах циркуляции воздуха в нижней стратосфере в зимний период

Станция	Ф	Тип циркуляции											
		I		II		III		IV		V		VI	
		+ΔX	−ΔX	+ΔX	−ΔX	+ΔX	−ΔX	+ΔX	−ΔX	+ΔX	−ΔX	+ΔX	−ΔX
Черчилл	59° с.	6	94	69	31	—	100	56	44	100	—	60	40
Гус-Бей	53	16	84	68	32	27	73	64	36	88	12	79	21
Эдмонтон	53	35	65	69	31	29	71	63	37	48	52	63	37
Бисмарк	47	44	56	68	32	28	72	56	44	45	55	72	28
Орхус	56	37	63	37	63	47	53	57	43	68	32	61	39
Бельск	51	25	75	45	55	50	50	45	55	63	37	66	34
Ароза	47	30	70	51	49	67	33	39	61	74	26	65	35

нами станциях. Средние значения отклонений озона при этом типе циркуляции на рассматриваемых станциях составляли от −7 до −25 матм-см. Полученный нами результат можно интерпретировать таким образом: упорядоченный зональный поток при этом типе циркуляции препятствует меридиональному переносу озона в высокие широты от источников повышенного содержания озона в низких широтах, вследствие чего в северных областях наблюдается пониженное содержание озона. Повторяемость отрицательных аномалий озона в рассматриваемый период при I типе циркуляции на всех станциях превысила 50 % и достигла 94 % на самой северной станции.

Остальные типы циркуляции (II—VI) характеризовались меридиональным преобразованием барического поля. Для характеристики интенсивности межзонального обмена воздушных масс при этих типах циркуляции нами был вычислен индекс меридиональности I_M [77] на уровне 100 гПа для американского сектора, ограниченного меридианами 120—60° з. д. и широтами 70—40°. Ниже даны значения I_M для II—VI типов циркуляции:

Тип циркуляции	II	III	IV	V	VI
I_M	0,52	0,87	0,50	0,65	0,61

Из совместного анализа данных табл. 6.8 и 6.9 вытекает, что отмеченные вариации ОС при рассмотренных II—IV типах циркуляции в нижней стратосфере объяснить только изменением интенсивности междуширотного обмена невозможно. Наибольшее значение I_M характерно для III типа циркуляции, однако на американских станциях при этом типе циркуляции наблюдается уменьшение ОС, нарастающее по абсолютному значению к центру вихря. Из этого следует, что смещением центра мощного полярного вихря можно объяснить появление очагов отрицательных отклонений ОС в зимний период над теми районами северного

полушария, куда смещался вихрь. Большой процент повторяемости отрицательных отклонений ОС на ряде станций (табл. 6.9) также объясняется миграцией центров стратосферных полярных вихрей. Если учесть, что I и III типы циркуляции, для которых характерны отрицательные отклонения ОС на американских станциях, сравнительно редки [115], то в среднем на этих станциях зимой должны наблюдаться положительные отклонения озона.

Характерной чертой II, IV—VI типов циркуляции является проникновение антициклонов с Тихого и Атлантического океанов в высокие и умеренные широты, сопровождающееся увеличением ОС. Так, среднее значение $\overline{\Delta X}$ на ст. Черчилл при V типе циркуляции достигает 67 матм-см (табл. 6.8). На станциях умеренных широт значения $\overline{\Delta X}$ заметно меньше.

Доказательством того, что смещение антициклонов к северу вызывает увеличение ОС в высоких широтах зимой, является сравнение отклонений ОС на североамериканских станциях при осуществлении III и V типов циркуляции, для которых на уровне 100 гПа характерен циклонический вихрь с центром над Канадой. На вышележащих уровнях при V типе циркуляции, в отличие от III типа, обширную территорию над северными районами Америки занимает область высокого давления. Средняя разность ОС для V и III типов циркуляции на ст. Черчилл достигает 105 матм-см.

О повышенном содержании озона в стратосфере в антициклонах зимой можно судить по имеющимся данным [183] вертикального зондирования озона на североамериканских станциях в широтном поясе 46—64° Фербенкс, Черчилл, Гус-Бей, Сэтлз за 1963—1965 гг., для которых в рассматриваемые зимы повторяемости циклонической и антициклонической форм циркуляции во время наблюдений за озоном в стратосфере оказались примерно одинаковыми. Было получено, что в антициклонах и гребнях средние и максимальные значения парциального давления озона p_3 на уровнях 50 и 30 гПа превышают соответствующие значения, полученные в циклонах и ложбинах. Особенно резко эти различия проявляются на уровне 30 гПа (табл. 6.10).

Таблица 6.10

Средние (числитель) и максимальные (знаменатель) значения парциального давления озона (мПа) на уровнях 50 и 30 гПа при различных формах барического поля

Циклон или ложбина		Антициклон или гребень	
50 гПа	30 гПа	50 гПа	30 гПа
$\frac{18,7}{25,0}$	$\frac{14,2}{18,5}$	$\frac{20,5}{25,5}$	$\frac{16,7}{28,2}$

Рассмотрим изменения в распределении озона с высотой при различных формах циркуляции в стратосфере.

На рис. 6.13 приводятся вертикальные профили озона, полученные на ст. Фербенкс 1, 19, 29 декабря 1965 г. [199]. Соответствующие синоптические ситуации — карты барических поверхностей 30 гПа показаны на рис. 6.14, 6.15, 6.16. Появление в первой декаде декабря гребня первоначально в средней стратосфере, затем на уровнях 30 и 50 гПа сопровождалось увеличением парциального давления озона в средней и нижней стратосфере, опусканием озонопика и увеличением ОС. Начиная с 22 декабря на уровне 50 гПа и выше происходило вытеснение теплого гребня

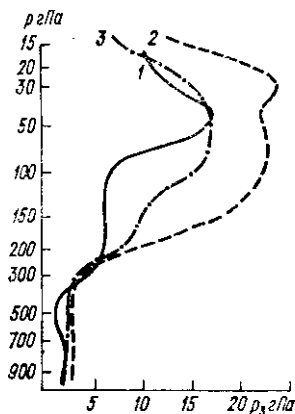


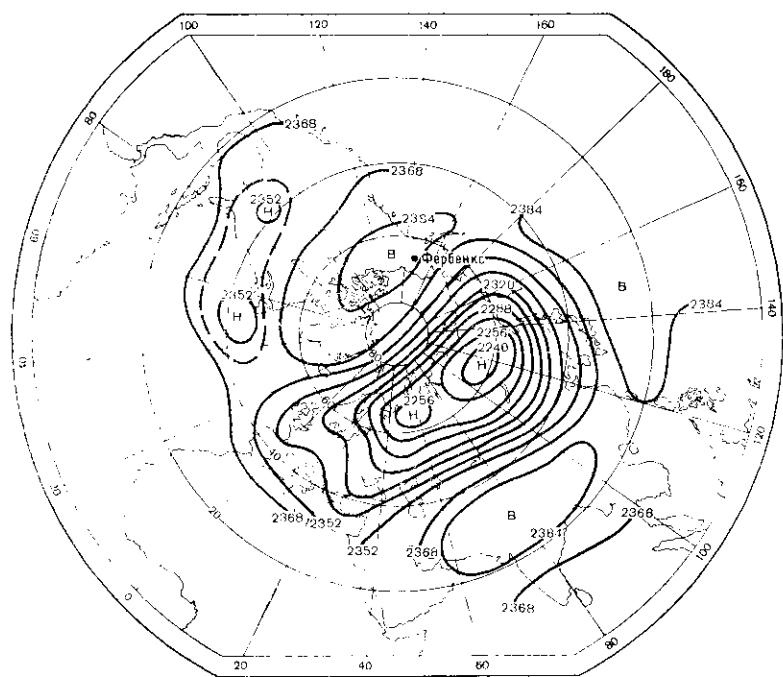
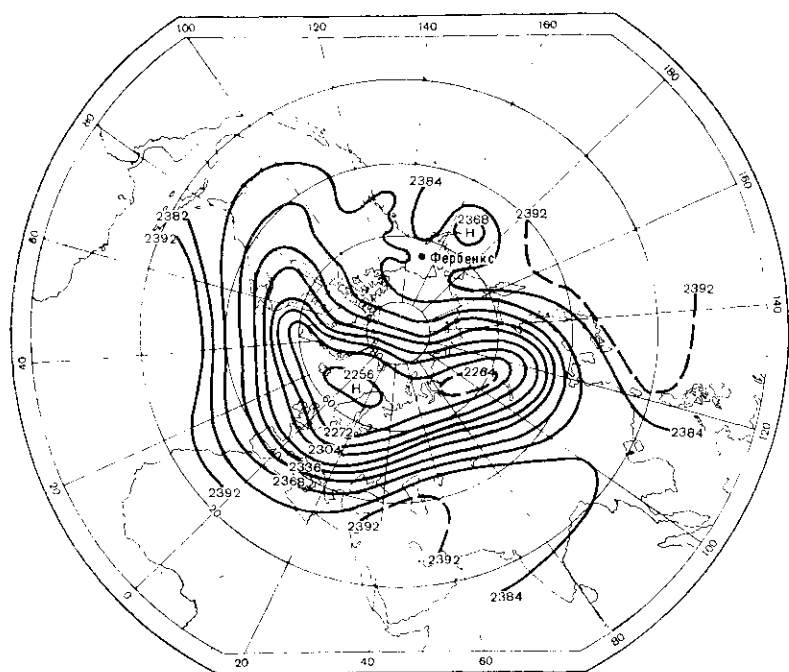
Рис. 6.13. Вертикальное распределение парциального давления озона на ст. Фербенкс. 1965 г.

1) 1 декабря, 2) 19 декабря, 3) 29 декабря.

холодной ложбиной, сопровождающееся уменьшением p_z . В последующие дни уменьшение происходило в средней стратосфере и к моменту зондирования озона 29 декабря вертикальный профиль озона совпал с его первоначальным профилем за 1 декабря.

К сожалению, мировая сеть вертикального зондирования ввиду малого количества станций и больших промежутков времени между запусками не позволяет в настоящий момент детально проследить за механизмом образования очагов повышенного содержания озона, переносом его в нижние слои и выносом воздуха, богатого озоном, в другие районы.

Ранее вопрос о стратосферных ложбинах, гребнях, антициклонах и циклонах в связи с полем атмосферного озона рассматривался рядом авторов [12, 28, 42]. При этом интерпретация рассматриваемых явлений у разных авторов была различной. Бовилл и Хейр [12] в 1961 г. на двух примерах проиллюстрировали увеличение ОС в теплых гребнях и уменьшение ОС в холодных ложбинах, связанных с циркумполярным циклоном. При этом они предполагали, что теплый стратосферный антициклон в северной части Тихого океана образуется за счет очень интенсивного и постоянно действующего тропосферного циклогенеза, развивающегося в зоне Алеутских островов. Вертикальная цир-



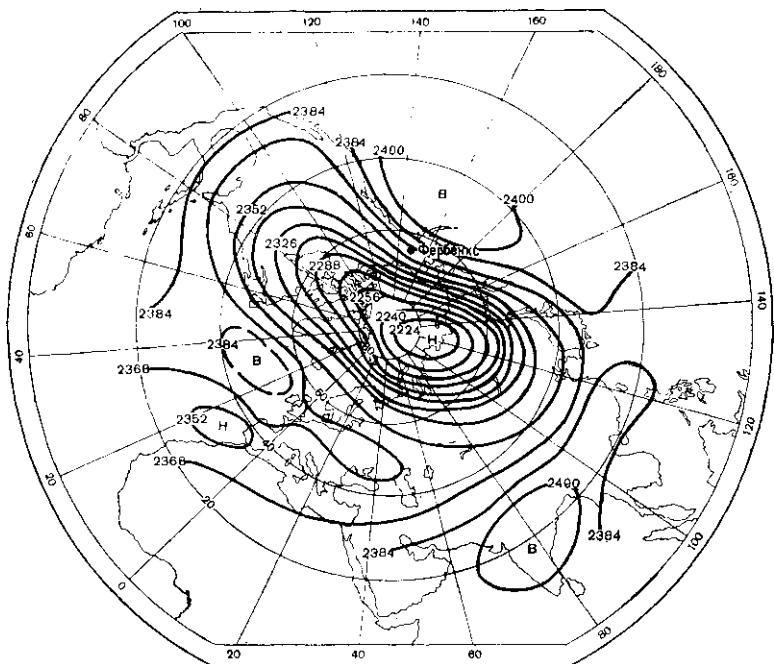


Рис. 6.14. Карта абсолютной топографии поверхности 30 гПа. 1 декабря 1965 г.

Рис. 6.15. Карта абсолютной топографии поверхности 30 гПа. 19 декабря 1965 г.

Рис. 6.16. Карта абсолютной топографии поверхности 30 гПа. 29 декабря 1965 г.

куляция, связанная с этими процессами, достигает средней стратосферы, в результате чего там образуется аномально теплая область с повышенным содержанием озона. Однако в работе [5] эти же авторы и Аллингтон отмечают, что им не удалось установить корреляцию между ОС и локальными вертикальными движениями в атмосфере. Годсон [28] несколько ранее, в 1960 г., рассматривая аналогичный вопрос, предполагал, что основной причиной повышенного ОС в теплых стратосферных гребнях и антициклонах являются существующие там нисходящие движения воздуха. Оседающая теплая стратосферная воздушная масса, богатая озоном, «толчками» вторгается в бароклинные волны арктического стратосферного СТ, причем максимальное вторжение происходит при прохождении волны окончательного потепления.

Г. П. Гуцин [42] в 1965 г. на основании расчетов высказал предположение, что повышенное ОС в зимнем стратосферном антициклоне в северной части Тихого океана (а также и Атлантического) в своей основе имеет радиационную причину. По его

мнению, в начале зимы за счет того, что альbedo водной поверхности океанов заметно меньше, чем альbedo суши, покрытой часто снегом, над северными частями океанов разрушение озона солнечной радиацией (суммарной и отраженной) происходит значительно медленнее, чем над сушей, кроме того, существование замкнутой антициклонической циркуляции в стратосфере над океанами способствует поступлению воздуха в северные районы из богатых радиацией субтропических широт, для которых в средней стратосфере характерны повышенные концентрации озона зимой.

Приведенные нами результаты сопоставления колебаний ОС с различными типами циркуляции воздуха в нижней стратосфере зимой демонстрируют взаимосвязь этих явлений, проявляющуюся в следующем:

1. Отрицательные отклонения ОС зимой в северном полушарии связаны с циркумполярными вихрями, для которых характерен преобладающий зональный перенос воздуха в высоких и умеренных широтах.

2. Усилению меридиональной циркуляции воздуха в стратосфере зимой не всегда соответствует увеличение ОС в высоких широтах.

3. Увеличение ОС зимой наблюдается при проникновении стратосферных антициклонов и гребней с Тихого и Атлантического океанов в высокие широты.

6.3. ГОРИЗОНТАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОЗОНА В ЗИМНЕМ СТРАТОСФЕРНОМ ПОЛЯРНОМ ЦИКЛОНЕ

Отмечая связь колебаний озона с различными типами зимней циркуляции воздуха в стратосфере, определяющимися формой зимнего стратосферного циклона, эволюцией его и смещениями центра во времени и пространстве, можно предположить существование закономерностей в распределении ОС в полярных циклонических вихрях различных форм. Не исключается также, что преобладание тех или иных форм циркуляции атмосферы в отдельных географических районах может отразиться на распределении озона в целом по полушарию.

Вопросам образования, эволюции, выявления климатических особенностей зимнего стратосферного полярного циклона посвящена большая серия работ [69, 78, 105, 110, 111, 113 и др.]. В частности И. Г. Пчелко [113] установил четыре формы барического рельефа в стратосфере, связанные с эволюцией зимнего полярного вихря. Автор выделил: циклон, очерчиваемый несколькими круговыми изогипсами, без резко выраженных ложбин или с ложбинами на крайней южной его периферии; циклон с одной, двумя и более ложбинами; циклоническую систему, включающую два самостоятельных центра; циклоническую систему, состоящую из трех или четырех отдельных циклонов.

С другой стороны имеется ряд работ [12, 40, 147, 173], в которых рассматривается вопрос о распределении ОС в стратосферном полярном циклоне. При этом отмечается недостаточность статистического материала для окончательных выводов [12, 40].

С целью дальнейшей проработки этого вопроса были использованы ежедневные данные измерений ОС в период декабрь—март 1964—1968 гг. на следующих станциях в широтном поясе 50—74°: Резольют, Тромсё, Рейкьявик, Лервик, Черчилл, Орхус, Эдмонтон, Бельск, при этом методика исследования распределения озона в области циклона была заимствована из работы [146]. Значения отклонений ОС от средних месячных значений ΔX наносили на концентрические окружности с радиусом 1200, 2400, 3600 км при совмещении центра окружности с центром циклона и направлении диаметра окружности вдоль меридиана. Рассматривали стратосферные циклонические вихри следующих типов: I — одноцентровые, II — двухцентровые, III — многоцентровые или циклоны с тремя ложбинами, ориентированными в основном на Канаду, Скандинавский п-ов и Сибирь. Типы циклонов определяли по ежедневным картам АТ₁₀₀. Осредненные значения ΔX , полученные для перечисленных типов циклонических вихрей в зоне до 1200 км от центра вихря, в зонах на удалении 1200—2400 и 2400—3600 км от центра, а также для северного, восточного, южного и западного секторов без учета расстояния до центра стратосферного циклона, т. е. осредненные данные, представ-

Таблица 6.11

Средние значения отклонений суммарного озона в различных частях зимнего полярного стратосферного циклона (матм-см). n — число случаев

Тип циклона	Расстояние от центра циклона, км			Сектор			
	0—1200	1200—2400	2400—3600	северный	западный	южный	восточный
I ($n=159$)	—21	—24	—10	—18	—21	—25	—1
II ($n=130$)	—14	21	16	5	16	2	25
III ($n=64$)	—3	22	27	1	20	19	23

лены в табл. 6.11. Из приведенных данных следует, что в центре полярных циклонических вихрей всех типов происходит убывание озона, причем наибольшее в циклонах I типа. Отрицательные отклонения ОС характерны также для всех частей одноцентрового циклона.

Уменьшение ОС в центральных частях циклонического вихря может происходить как за счет уменьшения междуширотного обмена в центре вихря, так и за счет существования восходящих движений воздуха на стратосферных уровнях. Однако уменьше-

ние ОС по всей области одноцентрового циклона нельзя приписать только восходящим движениям в атмосфере при данном типе циркуляций. Тем более, что циркумполярный вихрь с центром у полюса и изогипсами, ориентированными вдоль широтных кругов, и, следовательно, с преобладающим зональным переносом воздуха над большей частью северного полушария — явление крайне редкое. Всякое же смещение вихря с полюса сопровождается усилением меридиональной составляющей циркуляции воздуха.

Более того, приведенные значения рассчитанных индексов меридиональности I_m для района Северной Америки $70-40^\circ$ с. ш., $120-60^\circ$ з. д. на уровне 100 гПа (с. 203) при различных типах циркуляции воздуха над этой территорией оказались наибольшими при расположении одноцентрового стратосферного циклона над Канадой, в то время как канадские и американские станции фиксировали понижение ОС. Из сопоставления колебаний озона с различными типами циркуляции, рассмотренного в предыдущем разделе, был сделан вывод, что увеличение ОС происходит при выходе зимних стратосферных антициклонов в высокие широты. В тех случаях, когда выход антициклонов в полярные или умеренные широты в стратосфере не наблюдается, как это происходит при существовании в стратосфере мощных одноцентровых циклонов, отмечаются пониженные значения ОС в умеренных и особенно в высоких широтах. Для выяснения физических причин наблюдающихся пониженных значений ОС в полярных стратосферных циклонах зимой была рассмотрена предыстория образования и последующая эволюция этих циклонов. Как известно, полярный стратосферный циклон образуется в атмосфере осенью, когда значения ОС в районе его образования минимальны. Сразу после образования циклонического вихря его центральные части оказываются защищенными от проникновения туда различных атмосферных примесей, в том числе и озона, периферийным западным потоком большой протяженности по высоте, переходящим в ряде секторов в мощное полярнофронтное струйное течение. Фотохимические процессы образования озона в полярной области зимой маловероятны. По этой причине наиболее низкие значения ОС наблюдаются в центре полярного стратосферного циклона. С приближением к периферии значения ОС увеличиваются. При раздвоении полярного вихря в каждом из них наблюдаются пониженные значения ОС, если при этом не произошло перемешивания воздушных масс.

Из изложенного в настоящем разделе следует:

1. Горизонтальное распределение ОС зимой в высоких и умеренных широтах связано с формой стратосферного полярного циклона и соответственно с типами стратосферной циркуляции.

2. В центральных частях стратосферных полярных циклонов всех типов, а также во всей области мощного одноцентрового циклона наблюдаются пониженные значения ОС, возрастающие по направлению к центру этих циклонов.

3. При ослаблении мощного одноцентрового циклона, образовании двух и более центров, сопровождающимся выходом антициклонических вихрей с Тихого и Атлантического океанов в умеренные и высокие широты, отмечается повышение значений ОС в высоких и умеренных широтах.

4. Глобальное распределение ОС зимой связано с географическим положением центров стратосферных вихрей и связанных с ними ложбин и гребней.

6.4. О КОЛЕБАНИЯХ СУММАРНОГО ОЗОНА В ЛЕТНИЙ ПЕРИОД

В предыдущих разделах рассматривались как количественные характеристики колебаний ОС, так и причины изменений ОС в высоких и умеренных широтах зимой. Объясняется это и наибольшей изменчивостью ОС в этот период и отсутствием единого мнения по поводу резких повышений значений ОС в высоких широтах в неосвещенный период года. Значительно меньше работ посвящено вариациям ОС летом, поскольку в это время на всех широтах северного полушария колебания озона ослабевают в среднем на 30—50 %. В настоящем разделе исследуются колебания ОС летом, поскольку до сих пор не выяснены причины колебаний ОС в этот период, в отдельных случаях достигающих существенных значений. Так, на фоне небольших средних междусуточных колебаний ОС в июле (см. табл. 5.2) выделяются отдельные междусуточные колебания, превышающие 80—90 мاتم-см, что составляет 25 % средних месячных значений ОС. Кроме того, представляют интерес причины формирования очага повышенного содержания озона на северо-востоке Америки в этот период.

Как известно, летом для уровней 50 гПа и выше характерны восточные ветры с большой устойчивостью скорости и направления, незначительные колебания давления в центре антициклонического вихря, господствующего в северном полушарии, и небольшие смещения центра по полушарию [106]. Ввиду этого колебания ОС были сопоставлены с процессами, происходящими в нижних слоях стратосферы и верхней тропосфере. Кроме данных наблюдений за ОС за период 1969—1972 гг. анализировались ежедневные синоптические карты северного полушария уровней 200—30 гПа, а также ветровые и температурные данные радиозондирования.

Для исследования колебаний ОС в летний период были рассчитаны средние значения отклонений ОС ($\overline{\Delta X}$) от средних месячных значений при различных направлениях ветра на уровнях 200 и 100 гПа. Результаты расчетов приведены в табл. 6.12. Полученные абсолютные значения ΔX в основном незначительны и знакопеременны. Это означает, что четкой связи между изменениями ΔX и направлением ветра в нижней стратосфере нет. Этот вывод подтверждает ранее сделанное заключение [40] об отсутствии связи между направлением ветра и ОС в атмосфере.

Средние значения отклонений суммарного озона (матм-см) от средних месячных значений при различных направлениях ветра на изобарических поверхностях 200 и 100 гПа в июле (числитель) и повторяемость (%) направления ветра данной градации (знаменатель)

Станции	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
Поверхность 200 гПа								
Резольют	$\frac{2,5}{16}$	$\frac{5,5}{9}$	$\frac{-5,0}{3}$	—	$\frac{-21,0}{6}$	$\frac{-4,0}{16}$	$\frac{1,0}{25}$	$\frac{0,0}{25}$
Фэрбенкс	$\frac{2,5}{8}$	$\frac{-6,0}{4}$	$\frac{-16,0}{10}$	$\frac{7,0}{10}$	$\frac{19,0}{14}$	$\frac{6,0}{14}$	$\frac{-3,0}{18}$	$\frac{-12,0}{22}$
Черчилл	$\frac{-11,0}{6}$	$\frac{-14,0}{4}$	—	$\frac{13,0}{8}$	—	$\frac{0,0}{18}$	$\frac{-1,5}{26}$	$\frac{-2,2}{38}$
Гус-Бей	$\frac{-26,0}{8}$	—	—	—	$\frac{-15,0}{4}$	$\frac{-1,0}{10}$	$\frac{5,0}{48}$	$\frac{-11,0}{30}$
Эдмонтон			$\frac{9,0}{1}$		$\frac{25,0}{3}$	$\frac{13,0}{44}$	$\frac{-12,0}{44}$	$\frac{-23,0}{8}$

Поверхность 100 гПа

Резольют	$\frac{-3,8}{15}$	$\frac{5,0}{13}$	—	$\frac{-2,0}{4}$	$\frac{-15,0}{4}$	$\frac{-6,0}{12}$	$\frac{0,0}{28}$	$\frac{0,0}{24}$
Фэрбенкс	$\frac{1,0}{4}$	$\frac{-8,0}{4}$	$\frac{-12,0}{6}$	$\frac{9,0}{26}$	$\frac{7,0}{10}$	$\frac{1,0}{14}$	$\frac{-12,0}{14}$	$\frac{-6,0}{22}$
Черчилл	—	—	—	—	—	$\frac{-6,0}{8}$	$\frac{3,0}{30}$	$\frac{-1,5}{62}$
Гус-Бей	$\frac{-52,0}{6}$	—	—	—	$\frac{-12,0}{10}$	$\frac{7,0}{13}$	$\frac{6,0}{47}$	$\frac{-11,0}{24}$
Эдмонтон	—	—	—	—	—	$\frac{16,0}{47}$	$\frac{-14,0}{50}$	$\frac{-23,0}{3}$

Далее были проанализированы случаи прохождения струйных течений вблизи пунктов наблюдений. При этом оказалось, что средние значения отклонений ОС от средних месячных значений составили в летний период +28 матм-см при прохождении оси СТ южнее станции и 17 матм-см при прохождении оси СТ севернее станции, а отдельные отклонения ОС имели существенно большие значения. Повторяемость СТ на станциях распределялась следующим образом: Резольют — 7 %, Фэрбенкс — 20 %, Черчилл — 40 %, Гус-Бей — 53 %, Эдмонтон — 26 %. Следовательно, прохождение СТ, а также смещение положения его оси относительно пункта наблюдения может вызвать как положительные, так и от-

рицательные отклонения ОС, а следовательно, и значительные междусуточные колебания ОС в летний период. Большая повторяемость СТ на станциях Черчилл и Гус-Бей при преобладающем положении оси СТ южнее этих станций может обусловить увеличение ОС в июле в районе этих станций.

Резюмируя сказанное выше, можно сделать следующие выводы:

1. Вариации ОС в высоких и умеренных широтах летом в форме междусуточных изменений и отклонений от средних месячных значений могут достигать 25 %.

2. При анализе причин вариаций ОС не было обнаружено четкой связи изменений ОС с направлением ветра на уровнях 200 и 100 гПа в летний период.

3. Повышение ОС на северо-востоке Америки, а также усиление его междусуточных колебаний могут происходить в результате большой повторяемости струйных течений в этом районе с преобладающим положением оси СТ южнее станций наблюдения.

7. ФИЗИЧЕСКИЕ МЕХАНИЗМЫ, ОТВЕТСТВЕННЫЕ ЗА НАБЛЮДАЕМЫЕ КОЛЕБАНИЯ СУММАРНОГО ОЗОНА

7.1. ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

В результате многолетних наблюдений за атмосферным озоном было выяснено, что существуют регулярные и устойчивые сезонные колебания средних значений ОС на всех широтах, кроме тропических, с максимумом весной и минимумом осенью [21, 39, 142, 147, 168]. При этом средние значения ОС обычно увеличиваются с ростом широты. Известно также, что указанные сезонные и широтные колебания содержания озона происходят в основном в слое атмосферы 0—25 км. Колебания озона в слое атмосферы выше 25 км определяются главным образом химическими и фотохимическими реакциями, имеют другой характер и значительно меньше влияют на сезонные и широтные колебания ОС.

Из анализа обширного материала наблюдений за ОС следует, что для ОС характерны два вида колебаний: длиннопериодные и короткопериодные. Сезонные колебания относятся к медленным колебаниям ОС. Колебания ОС, которые происходят в течение часов или дней, относятся к числу быстрых колебаний. Как будет показано ниже, оба вида колебаний ОС имеют различную физическую природу.

Сезонные и широтные колебания следует считать основными отличительными особенностями озонного слоя, и любая модель атмосферного озона должна получить в конечном результате эти колебания. Существенным обстоятельством при построении физической модели озонного слоя является ее физическая безупреч-

ность и учет главных физических факторов, обуславливающих средние сезонные и широтные колебания атмосферного озона.

Совершенно очевидно, что правильно учесть все физические факторы, определяющие сезонные и широтные колебания атмосферного озона, в настоящее время невозможно, хотя бы потому, что сейчас не существует общепринятой модели динамики и фотохимии атмосферы.

При построении физической модели озонового слоя для длиннопериодных колебаний автор работ [40, 48] придерживался указанного выше принципа использования главных физических факторов и сосредоточил свое внимание на интерпретации сезонных и широтных колебаниях атмосферного озона.

Рядом авторов [107, 124, 147, 159, 170, 177, 188, 202, 205] были предложены различные модели озонового слоя атмосферы. Во всех этих моделях сезонный ход озона вызывался искусственно созданными схемами меридиональной циркуляцией атмосферы, заметно отличными от опубликованных для других целей схем циркуляции. В моделях автора работ [40, 42, 48] сезонный и широтный ход озона обуславливался действием двух главных факторов — турбулентностью в вертикальном направлении и колебаниями солнечной радиации, вызванными орбитальным движением Земли. При таком подходе не надо привлекать искусственно создаваемую меридиональную циркуляцию атмосферы.

Основным отличием модели суммарного озона, предлагаемой в настоящей работе, является привлечение новых сведений о горизонтальном распределении ОС. Здесь имеется в виду тот факт, что СТ делят поле ОС на три воздушные массы с характерными значениями ОС: арктическую, умеренную и тропическую (разделы 6.1.1—6.1.6). При этом каждая из этих воздушных масс достаточно хорошо перемешана циклоническими и антициклоническими вихрями, а струйные течения, являющиеся подвижными границами между этими массами, препятствуют обмену между ними на высотах 2—20 км.

7.2. МОДЕЛЬ СУММАРНОГО ОЗОНА

Модель для интерпретации медленных колебаний ОС была разработана с учетом существования трех воздушных масс без привлечения меридиональной циркуляции между этими массами (как вихревой, так и упорядоченной).

Ввиду существования интенсивного горизонтального перемешивания внутри каждой воздушной массы, обусловленного подвижными вихрями, упорядоченными вертикальными движениями в этих воздушных массах можно пренебречь.

Атмосферу разбивают по вертикали на два слоя: нижний (0—25 км) и верхний (выше 25 км). В верхнем слое осуществляется фотохимическое равновесие озона, в нижнем — отсутствует. Вследствие резкого уменьшения с высотой отношения смеси озон/воз-

дух (рис. 7.1) и наличия вертикальной турбулентности существует постоянный вертикальный поток озона из верхнего слоя в нижний, причем в верхнем слое образующийся дефицит озона быстро восстанавливается за счет фотохимических реакций. В нижнем слое вследствие постоянного притока озона имеется избыток озона по сравнению с его количеством при фотохимически равновесном состоянии. Поэтому в этом слое происходит постоянное разруше-

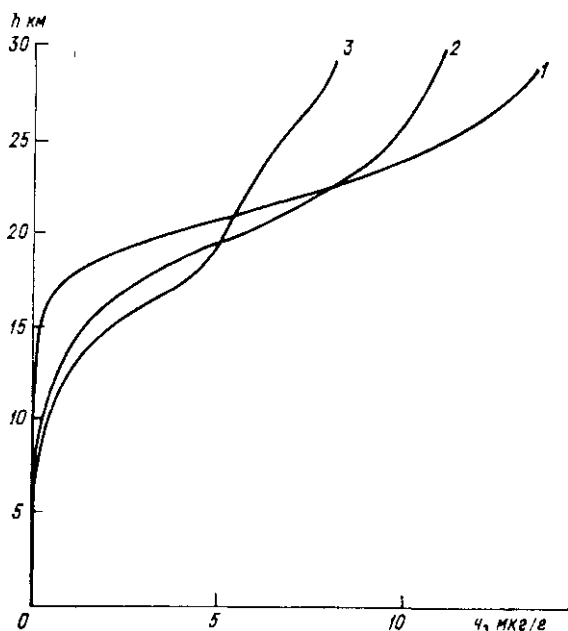


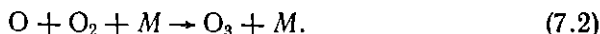
Рис. 7.1. Средняя массовая концентрация озона ρ_3 в атмосфере в зависимости от высоты [183].

1 — Гранд Тарк, $\varphi=21,5^\circ$ с. ш., зима; 2 — Колорадо, $\varphi=40,6^\circ$ с. ш., весна; 3 — Фербенкс, $\varphi=64,8^\circ$ с. ш., лето.

ние озона под действием солнечной радиации. При этом главную роль играет быстрая фотохимическая реакция



в результате которой часть образующегося атомарного кислорода взаимодействует с некоторыми составляющими атмосферы (NO_2 , NO , OH , H_2O_2 , O_3 , N_2 , O , H_2 и др.) и после этого выбывает из зоны реакций и не участвует в быстрой реакции рекомбинации



Иначе говоря, в нижнем слое атмосферы происходит фотохимическое разрушение озона, в результате которого он убывает в первом приближении пропорционально находящемуся там количеству озона и значению падающей суммарной солнечной радиации Q .

Таким образом, в слое 0—25 км происходят два противоположных процесса: турбулентный приток озона из вышележащих слоев атмосферы через верхнюю границу слоя и фотохимическое разрушение озона.

Вертикальный турбулентный поток озона сверху вниз на высоте $h = 25$ км равен

$$F_h = \rho_h K_h \frac{\partial r_3}{\partial h}, \quad (7.3)$$

где ρ_h — плотность воздуха на высоте h ; K_h — коэффициент турбулентности на высоте h ; $\partial r_3 / \partial h$ — вертикальный градиент массовой озонной концентрации на высоте h .

Для простоты расчета принимаем, что F_h — постоянная величина.

Скорость фотохимического разрушения озона в нижнем слое в момент времени t и на широте φ равна

$$P(t, \varphi) = c X_1(t, \varphi) \cdot Q(t, \varphi), \quad (7.4)$$

где $Q(t, \varphi)$ — солнечная радиация, равная сумме солнечной радиации на верхней границе атмосферы и отраженной солнечной радиации R ; $X_1(t, \varphi)$ — суммарное количество озона в слое в момент времени t на широте φ ; c — коэффициент пропорциональности. Уравнение баланса суммарного озона в момент времени t на широте φ на основании (7.3) и (7.4) будет иметь вид

$$X(t, \varphi) = X_{0\varphi} + \int_0^t F_h dt - \int_0^t P(t, \varphi) dt. \quad (7.5)$$

Здесь начальное значение озона на широте φ

$$X_{0\varphi} = (X_1)_{0\varphi} + X_b, \quad (7.6)$$

где $(X_1)_{0\varphi}$ — начальное суммарное количество озона в слое 0—25 км на широте φ ; X_b — суммарное количество озона в верхнем слое, принимаемое за постоянную величину ($X_b = 0,150$ атм·см).

Дифференцируя (7.5) по времени t , будем иметь

$$X_1'(t, \varphi) = F_h - c X_1(t, \varphi) Q(t, \varphi), \quad (7.7)$$

где $X_1'(t, \varphi)$ — производная по t .

Решение линейного дифференциального уравнения (7.7) при начальных условиях $t=0$; $X_1(t, \varphi) = (X_1)_{0\varphi}$ имеет следующий вид:

$$X_1(t, \varphi) = e^{-\int_0^t c Q(t, \varphi) dt} \left[\int_0^t F_h e^{\int_0^t c Q(t, \varphi) dt} dt + (X_1)_{0, \varphi} \right]. \quad (7.8)$$

7.3. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СРЕДНЕГО ШИРОТНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СУММАРНОГО ОЗОНА

На основе предложенной выше модели широтное распределение ОС интерпретируется с помощью выражения (7.7). Для стационарных условий, когда $X'(t, \varphi) = 0$, из выражения (7.7) будем иметь

$$X_1(t, \varphi) = \frac{F_h}{c \cdot Q(t, \varphi)}. \quad (7.9)$$

Поток озона в нижний слой F_h рассчитываем по формуле (7.3). При этом K_h принимаем в соответствии с работами [38, 205] равным $5 \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$, $\partial r_3 / \partial h = 10 \cdot 10^9 \text{ м}^{-1}$ (рис. 7.1), а $\rho_{h=25} = 4,0 \times 10^7 \text{ мкг} \cdot \text{м}^{-3}$. После подстановки указанных значений в формулу (7.3) получим, что $F_h = 0,2 \text{ мкг} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{с} = 0,025 \text{ (атм} \cdot \text{см) / мес}$. Средние за год слагаемые величины Q взяты из работы [82] и приводятся для каждой воздушной массы в табл. 7.1.

Таблица 7.1

Средние за год параметры модели суммарного озона для расчета и результаты расчета суммарного озона

	Воздушная масса		
	АВ	УВ	ТВ
1. Средняя широтная зона, занимаемая воздушной массой, с.	60—90°	35—60°	0,35°
2. S (кДж·см ⁻²)/год	587	880	1215
3. Альбедо A % в зоне	55	45	35
4. Q (кДж·см ⁻²)/год	909	1276	1640
5. ОС в зоне, матм-см наблюдения модель	385	340	288
	417	340	298
6. X_1 по формуле (7.9), матм-см	235	190	138

Постоянную c в формуле (7.9) находим по значениям параметров (табл. 7.1) для умеренной воздушной массы.

Из выражения (7.9) для средних годовых значений имеем

$$c = \frac{F_h}{X_1 Q}, \quad (7.10)$$

откуда для принятых единиц измерения

$$c = \frac{0,025}{190 \cdot 1276} = 1,03 \cdot 10^{-7}.$$

С помощью этой постоянной s и параметров, приведенных в табл. 7.1, были найдены средние за год значения ОС в арктической и тропической воздушных массах (табл. 7.1). Эти значения ОС оказались достаточно близкими к наблюдаемым средним годовым значениям ОС в указанных воздушных массах [150] (табл. 7.1).

Из вышеизложенного следует важный вывод, что широтные колебания ОС определяются в основном широтными колебаниями солнечной радиации. Подобным образом по указанной модели можно рассчитать средние месячные стационарные значения ОС в воздушных массах, но эти значения будут, очевидно, в большей степени отличаться от наблюдаемых значений, чем средние годовые.

7.4. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СЕЗОННЫХ КОЛЕБАНИЙ СУММАРНОГО ОЗОНА

Сезонные колебания ОС в нестационарных условиях в атмосфере рассчитываются, согласно модели, по формуле (7.8). Некоторые результаты таких расчетов ОС приводятся в работах [38, 40, 48].

Представляет интерес расчет сезонных колебаний ОС в различных воздушных массах. Некоторые результаты таких расчетов приводятся в табл. 7.2.

Таблица 7.2

Средние месячные значения суммарного озона (матм-см) в различных воздушных массах по данным наблюдений (ст. Брэкнел, 1976 г.) [150] и по модели ОС [40]

Воздушная масса	Вид данных	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
ТВ	Наблюдения	279	286	290	309	305	300	298	294	288	278	277	279
	Модель	290	300	302	299	292	284	276	271	267	267	272	280
УВ	Наблюдения	338	365	371	374	364	347	335	323	315	304	309	326
	Модель	341	355	362	359	348	334	319	307	302	304	312	325
АВ	Наблюдения	406	436	439	455	421	376	346	328	324	335	350	378
	Модель	404	422	424	411	388	363	344	335	336	348	365	385

Из табл. 7.2 следует, что по данным модели ОС в умеренной и арктической воздушной массе отмечается характерный сезонный ход ОС с максимумом весной и минимумом осенью. Амплитуда колебаний ОС увеличивается с переходом от тропической воздушной массы к умеренной и от умеренной воздушной массы к арктической.

Из таблицы также видно, что данные наблюдений и данные модели ОС для одинаковых воздушных масс близки друг к другу. Из этого, как и в предыдущем случае, следует, что наблюдающиеся средние сезонные колебания суммарного озона определяются сезонными колебаниями солнечной радиации, обусловленными орбитальным движением Земли. При этом для физической интерпретации средних сезонных колебаний ОС отпадает необходимость в привлечении меридиональной циркуляции атмосферы.

7.5. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ КОРОТКОПЕРИОДНЫХ КОЛЕБАНИЙ СУММАРНОГО ОЗОНА

Из рассмотрения данных наблюдений за суммарным озоном следует, что эта величина испытывает заметные короткопериодные (порядка часов и дней) колебания на фоне длиннопериодных, или сезонных, колебаний. Наличие таких колебаний подтверждают данные об изменчивости ОС (раздел 5).

По вопросу о физических причинах указанных колебаний ОС нет единого мнения. В ряде работ [17, 70, 107, 112, 147, 198] высказывается предположение, что короткопериодные колебания ОС чаще всего вызываются упорядоченными вертикальными движениями атмосферы, причем опускание воздуха приводит к увеличению ОС, а поднятие — к уменьшению ОС. В других работах [40, 43, 149, 150] предпочтение отдается горизонтальным перемещениям воздуха. При этом указывается на то важное обстоятельство, что при короткопериодных изменениях ОС вертикальные движения в стратосфере не были измерены инструментальным способом.

Основной причиной короткопериодных колебаний ОС, согласно концепции, выдвинутой в 1964 г. автором работы [40], является горизонтальное перемещение оси СТ, непосредственно связанное с передвижением длинных волн в атмосфере. Причем направление ветра в стратосфере над местом наблюдения не играет существенной роли [40]. Иначе говоря, короткопериодные колебания ОС вызываются сменой воздушных масс в стратосфере над местом наблюдений, поскольку эти массы разделяют СТ.

С целью исследования физических причин короткопериодных колебаний ОС были рассмотрены две физические модели этих колебаний. Прежде чем рассмотреть эти модели, напомним об известных [40, 147] корреляционных связях ОС с температурой и давлением на разных высотах в атмосфере. По данным различных авторов [40, 147], средние значения коэффициентов корреляции между суммарным озоном и температурой $R(X, T)$ в тропосфере отрицательны, в нижней стратосфере положительны. Для иллюстрации этого факта приводится рис. 7.2, на котором представлены некоторые значения коэффициентов корреляции $R(X, T)$ по данным советских и зарубежных станций. Важной, с нашей точки зрения, особенностью рис. 7.2 является то, что значения коэффициента корреляции $R(X, T)$ в тропосфере больше, чем в страто-

сфере. Если в нижней стратосфере его значения колеблются от $+0,1$ до $+0,55$, то в тропосфере они колеблются от $-0,5$ до $-0,8$.

Средние значения коэффициентов корреляции между суммарным озоном и давлением в тропосфере и нижней стратосфере отрицательны (за исключением в некоторых случаях зимних меся-

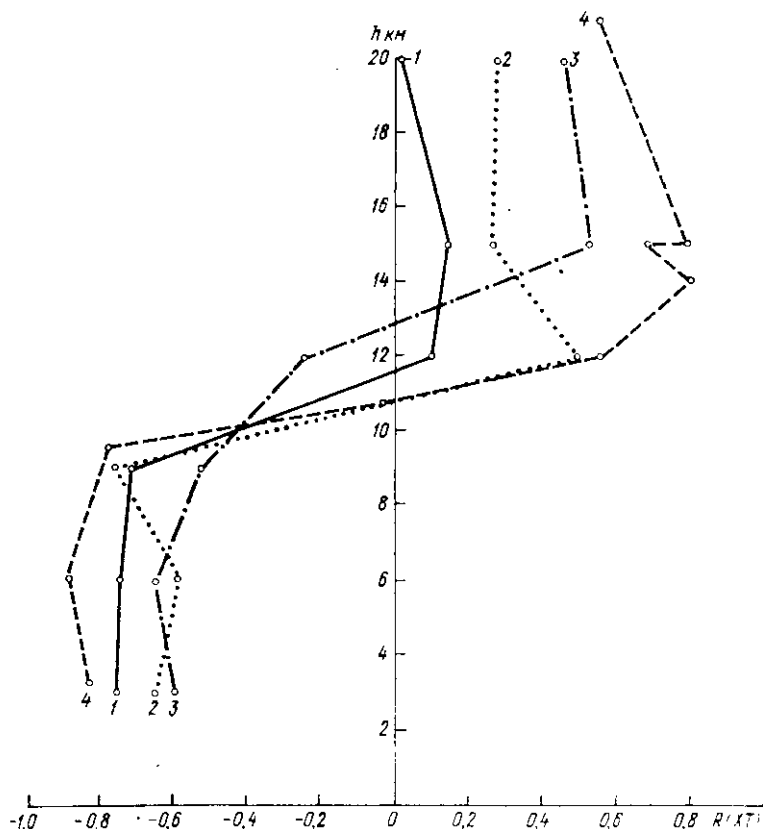


Рис. 7.2. Коэффициент корреляции $R(X, T)$ между суммарным озоном и температурой воздуха на разных высотах в атмосфере.

1 — Воейково, март—октябрь 1958 г., 2 — Иркутск, август 1961 г., 3 — Владивосток, сентябрь 1958 г., 4 — Пайерне (Швейцария), октябрь 1975 г.

цев) [40, 147]. В табл. 7.3 показаны средние за каждый месяц коэффициенты корреляции $R(X, p)$ по ст. Воейково за 1975 г., а также оценки средней квадратической ошибки коэффициента корреляции σ_R . Как видно из таблицы, значения $R(X, p)$ колеблются в основном от $-0,4$ до $-0,8$ и, как правило, превосходят значения σ_R в три раза и более (за исключением января и декабря).

Первая физическая модель была разработана для исследования корреляционных связей суммарный озон — температура и суммарный озон — давление в зависимости от вертикальных дви-

Коэффициенты корреляции между суммарным озоном и атмосферным давлением на различных высотах. 1975 г., Воейково

Высота, км	R σ_R		R σ_R		R σ_R		R σ_R		R σ_R		R σ_R	
	I		II		III		IV		V		VI	
21	0,5	0,15	-0,2	0,20	-0,0	0,00	-0,8	0,07	-0,1	0,18	-0,6	0,15
19	0,5	0,15	-0,4	0,18	-0,1	0,20	-0,8	0,07	-0,5	0,13	-0,7	0,11
17	0,5	0,15	-0,4	0,18	-0,4	0,17	-0,7	0,10	-0,5	0,13	-0,7	0,11
15	0,4	0,17	-0,4	0,18	-0,6	0,13	-0,8	0,07	-0,6	0,11	-0,8	0,08
13	0,3	0,19	-0,5	0,16	-0,6	0,13	-0,8	0,07	-0,7	0,09	-0,8	0,08
11	0,1	0,20	-0,5	0,16	-0,7	0,10	-0,8	0,07	-0,7	0,09	-0,8	0,08
9	0,1	0,20	-0,5	0,16	-0,7	0,10	-0,8	0,07	-0,7	0,09	-0,9	0,04
7	0,1	0,20	-0,5	0,16	-0,8	0,07	-0,7	0,10	-0,7	0,09	-0,9	0,04
5	0,2	0,20	-0,5	0,16	-0,7	0,10	-0,7	0,10	-0,7	0,09	-0,9	0,04
3	0,3	0,19	-0,4	0,18	-0,6	0,13	-0,5	0,15	-0,7	0,09	-0,8	0,08
1	0,3	0,19	-0,2	0,20	-0,5	0,15	-0,6	0,13	-0,5	0,13	-0,7	0,11
	VII		VIII		IX		X		XI		XII	
21	-0,5	0,14	-0,1	0,18	-0,3	0,17	-0,3	0,18	-0,1	0,21	0,1	0,19
19	-0,5	0,14	-0,2	0,17	-0,4	0,16	-0,2	0,18	-0,2	0,20	0,1	0,19
17	-0,7	0,09	-0,4	0,15	-0,5	0,14	-0,4	0,00	-0,3	0,19	-0,2	0,19
15	-0,7	0,09	-0,5	0,13	-0,6	0,12	-0,4	0,16	-0,4	0,18	0,1	0,19
13	-0,8	0,07	-0,7	0,09	-0,6	0,12	-0,1	0,19	-0,5	0,16	0,0	0,00
11	-0,8	0,07	-0,6	0,11	-0,6	0,12	-0,5	0,14	-0,6	0,14	0,0	0,00
9	-0,8	0,07	-0,6	0,11	-0,6	0,12	-0,5	0,14	-0,7	0,11	-0,0	0,00
7	-0,7	0,09	-0,5	0,13	-0,6	0,12	-0,5	0,14	-0,7	0,11	0,0	0,00
5	-0,6	0,12	-0,5	0,13	-0,6	0,12	-0,5	0,14	-0,7	0,11	0,0	0,00
3	-0,3	0,17	-0,4	0,15	-0,5	0,14	-0,5	0,14	-0,6	0,14	0,0	0,00
1	-0,3	0,17	-0,4	0,15	-0,3	0,17	-0,4	0,16	-0,6	0,14	0,1	0,19

жений в атмосфере (табл. 7.4). Рассматривали два основных случая: случай 1, когда упорядоченное вертикальное движение воздуха в тропосфере и нижней стратосфере было направлено вверх, и случай 2, когда упорядоченное вертикальное движение в этих слоях атмосферы было направлено вниз. Определяли знаки коэффициентов корреляции $R(X, T)$ и $R(X, p)$ по модели и затем сравнивали со знаками коэффициентов корреляции в реальной атмосфере. При этом в соответствии с общими физическими представлениями принимали, что при опускании воздуха происходит его нагревание и возрастание ОС, а при поднятии — его охлаждение и уменьшение ОС. Как видно из табл. 7.4, знаки коэффициентов корреляции $R(X, T)$ и $R(X, p)$, полученные по модели, не совпадают со знаками соответствующих коэффициентов корреляции в реальной атмосфере.

Вторая физическая модель была разработана для исследования корреляционных связей суммарный озон — температура и суммарный озон — давление в зависимости от горизонтальных смещений воздуха, вызванных длинными волнами (табл. 7.5). Рассматривали, как и в первой модели, два основных случая: случай

Таблица 7.4

Физическая модель для исследования корреляционных связей суммарный озон—температура и суммарный озон—давление в зависимости от вертикальных движений в атмосфере

Характеристики модели	Случай 1		Случай 2	
	тропосфера	нижняя стратосфера	тропосфера	нижняя стратосфера
Направление вертикального движения воздуха	Вверх	Вверх	Вниз	Вниз
Изменение суммарного озона	Уменьшилось		Увеличилось	
температуры	Уменьшилась		Увеличилась	
давления	Уменьшилось		Увеличилось	
Знак корреляционной связи суммарный озон — температура				
по модели	+	+	+	+
в реальной атмосфере	—	+	—	+
Знак корреляционной связи суммарный озон — давление				
по модели	+	+	+	+
в реальной атмосфере	—	—	—	—

Таблица 7.5

Физическая модель для исследования корреляционных связей суммарный озон—температура и суммарный озон—давление в зависимости от горизонтальных смещений воздуха, вызванных длинными волнами

Характеристики модели	Случай 1		Случай 2	
	тропосфера	нижняя стратосфера	тропосфера	нижняя стратосфера
Направление волнообразного перемещения зоны СТ (горизонтальное смещение толщ атмосферы 850—50 гПа)	С составляющей к полюсу (гребень)		С составляющей к экватору (ложбина)	
Направление меридионального градиента				
суммарного озона	К экватору		К экватору	
температуры в атмосфере	К полюсу	К экватору	К полюсу	К экватору
давления	К полюсу		К полюсу	
Изменение над пунктом наблюдения суммарного озона	Уменьшился		Увеличился	
температуры	Увеличилась	Уменьшилась	Уменьшилась	Увеличилась
давления	Увеличилось		Уменьшилось	
Знак корреляционной связи суммарный озон—температура				
по модели	—	+	—	+
в реальной атмосфере	—	+	—	+
Знак корреляционной связи суммарный озон — давление				
по модели	—	—	—	—
в реальной атмосфере	—	—	—	—

1, когда волнообразное перемещение зоны СТ происходило с составляющей к полюсу (иначе говоря, имело место гребнеобразное искривление оси СТ), и случай 2, когда волнообразное перемещение зоны СТ происходило с составляющей к экватору (т. е. имело место ложбинообразное искривление оси СТ). При этом учитывали известные факты: направление меридиональных градиентов ОС, температуры (противоположных в тропосфере и нижней стратосфере) и давления, а также то, что с появлением высотного гребня над пунктом наблюдения происходит уменьшение ОС, увеличение температуры в тропосфере и уменьшение ее в нижней стратосфере, увеличение давления в тропосфере и нижней стратосфере. С появлением высотной ложбины над пунктом наблюдений все указанные изменения происходят наоборот. В табл. 7.5 сравниваются знаки корреляционных связей $R(X, T)$ и $R(X, p)$, полученные по модели и по данным в реальной атмосфере. Как видно из табл. 7.5, в обоих случаях знаки коэффициентов корреляции $R(X, T)$ и $R(X, p)$, полученные по модели и в реальной атмосфере, совпадают между собой.

Из изложенного в настоящем разделе следует вывод, что короткопериодные колебания ОС вызываются в основном не упорядоченными вертикальными движениями в атмосфере, а горизонтальными перемещениями воздуха в тропосфере и нижней стратосфере, связанными с волнообразными перемещениями зон струйных течений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Адеркас О. О. О содержании озона в атмосфере. — Метеорологический вестник, 1928, № 4, с. 103—105.
2. Аксельрод Н. Н. Оценка вероятности попадания самолета в зоны повышенных концентраций озона. — Труды ГГО, 1974, вып. 324, с. 3—5.
3. Александров Э. Л., Седунов Ю. С. Человек и стратосферный озон. — Л.: Гидрометеониздат, 1979. — 104 с.
4. Аллен К. У. Астрофизические величины. Пер. с англ. — М.: Мир, 1977. — 446 с.
5. Аллингтон К., Бовилл Б. У., Хейр Ф. К. Колебания озона в середине зимы и стратосферные течения над Канадой в 1958—1959 гг. — В кн.: Озон в земной атмосфере. Л., 1966, с. 145—156.
6. А. с. 160877 (СССР). Озонометр/Г. П. Гущина. — Заявл. 14.06.62, № 783014/26—10; опубл. 26.02.64. — Бюл. открытий, изобретений, промышленных образцов и товарных знаков, 1964, № 5.
7. Атлас климатических характеристик температуры, плотности, давления воздуха, ветра и геопотенциала в тропосфере и нижней стратосфере северного полушария/Под ред. И. Г. Гутермана и И. В. Ханевской. — М.: Гидрометеониздат, 1974. — 99 с.
8. Атмосферный озон. Результаты работ МГГ в СССР. Конференция 28—31 октября 1959 г./Под ред. А. Х. Хргиана. М., 1961, 197 с.
9. Атмосферный озон. Труды III Междувед. науч. совещ. по атмосферному озону/Под ред. Г. П. Гущина. Л., Гидрометеониздат, 1965, 150 с.
10. Безверхний Ш. А. Затменный эффект в слое озона. — Труды КазНИГМИ, 1959, вып. 11, с. 162—175.
11. Безверхний Ш. А., Ошерович А. Л., Родионов С. Ф. Электрофотометрические исследования атмосферного озона во время затмения Солнца 25 февраля 1952 г. и 30 июня 1954 г. — ДАН СССР, 1956, т. 106, № 4, с. 651—654.
12. Бовилл Б. У., Хейр Ф. К. Общее содержание озона и возмущения в средней стратосфере. — В кн.: Озон в земной атмосфере. Л., 1966, с. 156—170.
13. Большакова Л. Г. Десятичные коэффициенты релеевского рассеяния стандартной атмосферы в области спектра 200—400 нм через 0,4 нм. — В кн.: Проблемы атмосферной оптики. Л., 1979, с. 172—179.
14. Будыко М. И., Кароль И. Л. Исследование СИАР. — Метеорология и гидрология, 1976, № 9, с. 103—111.
15. Божков Р. Д. Вертикальное распределение озона в земной атмосфере. — Метеорология и гидрология, 1965, № 10, с. 3—11.
16. Божков Р. Д. Связь между изменениями парциального количества озона на разных высотах и изменениями общего содержания. — Метеорология и гидрология, 1967, № 5, с. 24—28.
17. Бритаев А. С., Кузнецов А. П. О связи атмосферного озона с метеорологическими условиями. — В кн.: Атмосферный озон. М., 1961, с. 170—176.

18. Вавилов С. И. Микроструктура света.— М.: Изд-во АН СССР, 1950.— 199 с.

19. Ван Гуй-чинь, Гушин Г. П. Колебания общего содержания озона в циклонах и антициклонах.— Труды ГГО, 1961, вып. 106, с. 19—36.

20. Васин В. Ф., Воробьев В. И. К вопросу распределения общего содержания озона в струйных течениях.— Труды ГГО, 1966, вып. 184, с. 31—34.

21. Васси А. Атмосферный озон. Пер. с англ.— М.: Мир, 1970.— 85 с.

22. Вентцель Е. С. Теория вероятностей.— М.: Наука, 1969.— 576 с.

23. Виноградова Н. Н. Особенности распределения озона в зимнем стратосферном полярном циклоне.— Метеорология и гидрология, 1976, № 4, с. 46—50.

24. Виноградова Н. Н. К вопросу о естественных колебаниях атмосферного озона.— Метеорология и гидрология, 1977, № 6, с. 24—29.

25. Виноградова Н. Н. О распределении общего содержания атмосферного озона в струйных течениях с искривленными осями.— Труды ГГО, 1977, вып. 384, с. 10—12.

26. Второй всесоюз. симпоз. по современным проблемам атмосферного озона (Руиспирри, 17—21 октября 1978 г.). Тезисы докладов, Тбилиси, 1978, 47 с.

27. Говорушкин Л. А. Результаты наблюдений за атмосферным озоном в г. Омске в 1962 г. в сопоставлении с некоторыми метеорологическими элементами.— В кн.: Атмосферный озон. Л., 1965, с. 75—83.

28. Годсон Л. У. Общее содержание озона и средние слои стратосферы в арктических и субарктических районах зимой и весной.— В кн.: Озон в земной атмосфере. Л., 1966, с. 171—193.

29. Гушин Г. К. Общее содержание атмосферного озона в районе Тихого океана в 1961—1967 гг.— Труды ГГО, 1970, вып. 255, с. 22—29.

30. Гушин Г. К. Основные особенности в распределении общего содержания озона над акваториями океанов.— Труды ГГО, 1976, вып. 357, с. 83—105.

31. Гушин Г. П. Содержание озона в атмосфере над районом Ленинграда во время солнечного затмения 30 июня 1954 г.— Труды ГГО, 1957, вып. 72, с. 33—38.

32. Гушин Г. П. Междувед. совещ. по атмосферному озону.— В кн.: Информац. сборник ГУГМС. Л., 1957, № 3, с. 55—56.

33. Гушин Г. П. Измерение озона с самолета.— Труды ГГО, 1959, вып. 93, с. 60—69.

34. Гушин Г. П. Предварительные результаты измерений общего содержания атмосферного озона во время МГГ в СССР.— Труды ГГО, 1960, вып. 105, с. 3—16.

35. Гушин Г. П. Закономерности горизонтального распределения и колебаний во времени атмосферного озона.— В кн.: Атмосферный озон. М., 1961, с. 149—169.

36. Гушин Г. П. Метод расчета общего содержания атмосферного озона для приборов со светофильтрами.— В кн.: Атмосферный озон. М., 1961, с. 141—148.

37. Гушин Г. П. К теории эффекта аномальной прозрачности.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1962, № 8, с. 1113—1125.

38. Гушин Г. П. Особенности горизонтального распределения озона по материалам МГГ и МГС.— В кн.: Труды Всесоюз. метеорол. совещ. Л., 1963, т. 5, с. 254—268.

39. Гушин Г. П. Исследование атмосферного озона.— Л.: Гидрометеоиздат, 1963.— 270 с.

40. Гушин Г. П. Озон и аэросиноптические условия в атмосфере.— Л.: Гидрометеоиздат, 1964.— 341 с.

41. Гушин Г. П. Атмосферный озон и его влияние на человека и некоторые виды растительности.— В кн.: Атмосферный озон. Л., 1965, с. 103—106.

42. Гущин Г. П. О причинах быстрых изменений температуры арктической стратосферы в зимний период.— В кн.: Атмосферный озон. Л., 1965, с. 5—26.
43. Гущин Г. П. Исследование озона в земной атмосфере. Дис. на соискание учен. степени д-ра техн. наук.— Л., 1968, ГГО им. А. И. Воейкова.
44. Гущин Г. П. Об общем содержании атмосферного озона в период солнечного затмения 20 мая 1966 г. по наблюдениям на озонометрических станциях Гидрометеослужбы СССР.— Труды ГГО, 1969, вып. 237, с. 62—68.
45. Гущин Г. П. О некоторых результатах исследования атмосферного озона в Главной геофизической обсерватории.— В кн.: Метеорологические исследования. М., 1970, № 17, с. 58—71.
46. Гущин Г. П. Некоторые результаты систематических измерений спектральной прозрачности атмосферы и аэрозоля на территории СССР.— Труды ГГО, 1974, вып. 344, с. 83—101.
47. Гущин Г. П. К методике измерений общего содержания атмосферного озона на мировой сети станций.— Труды ГГО, 1978, вып. 406, с. 63—75.
48. Гущин Г. П. О теории годичных и широтных колебаний атмосферного озона.— Труды ГГО, 1978, вып. 406, с. 76—83.
49. Гущин Г. П. Озонометрическая сеть СССР.— Метеорология и гидрология, 1979, № 3, с. 111—116.
50. Гущин Г. П. Терминология и обозначения, применяемые в атмосферной оптике и озонometriи.— Труды ГГО, 1973, вып. 312, с. 97—120.
51. Гущин Г. П. Распределение озона и динамика атмосферы в зоне струйного течения.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1980, № 3, т. 16, с. 277—283.
52. Гущин Г. П., Виноградова Н. Н. К вопросу о распределении озона в зоне струйных течений.— Труды ГГО, 1976, вып. 357, с. 48—54.
53. Гущин Г. П., Виноградова Н. Н. Колебания общего содержания озона и циркуляция воздуха в стратосфере в зимний период.— Труды ГГО, 1976, вып. 357, с. 55—65.
54. Гущин Г. П., Жукова М. П., Соколенко С. А. Расчет ослабления света аэрозольным слоем атмосферы в ультрафиолетовой области спектра.— Труды ГГО, 1979, вып. 419, с. 37—46.
55. Гущин Г. П., Жукова М. П. Оптические массы атмосферы и аэрозоля.— Труды ГГО, 1977, вып. 384, с. 32—43.
56. Гущин Г. П., Жуковская Т. Д., Штефка И. И. Схема электропитания прибора М-83 от сети переменного тока.— Труды ГГО, 1979, вып. 419, с. 47—51.
57. Гущин Г. П., Иванова Г. Ф. Горизонтальное распределение общего содержания озона в северном полушарии.— Труды ГГО, 1968, вып. 223, с. 81—97.
58. Гущин Г. П., Говорушкин Л. А. К методике измерения естественной ультрафиолетовой радиации.— Труды ГГО, 1970, вып. 255, с. 73—79.
59. Гущин Г. П., Мазуров Г. И., Омелько В. А. Новые данные о влиянии струйного течения на распределение суммарного озона в атмосфере.— Труды ГГО, 1980, вып. 445, с. 30—38.
60. Гущин Г. П., Осечкин В. В., Солонин С. В. Результаты исследований атмосферного озона и его влияния на эксплуатацию сверхзвукового транспорта.— Труды ГГО, 1972, вып. 279, с. 138—153.
61. Гущин Г. П., Романова Р. Г., Ромашкина К. И. Измерение общего содержания атмосферного озона с самолета во время горизонтальных полетов.— Труды ГГО, 1960, вып. 105, с. 24—29.
62. Гущин Г. П., Ромашкина К. И., Шаламянский А. М. Опыт измерения общего содержания озона модернизированным озонометром М-83 в Воейково в 1971—1974 гг.— Труды ГГО, 1976, вып. 357, с. 106—120.
63. Гущин Г. П., Таныгина И. И., Шаламянский А. М. Измерение

озона во время полного солнечного затмения 15 февраля 1961 г. в Карадаге (Крым).— Труды ГГО, 1963, вып. 141, с. 72—79.

64. Гушин Г. П., Черняк Т. И. Озонные массы для пяти вертикальных распределений озона в атмосфере.— Труды ГГО, 1970, вып. 255, с. 80—89.

65. Данные об общем содержании атмосферного озона по станциям СССР (Материалы МГСС за 1964—1965 гг.). Л., Гидрометеиздат, 1967, 96 с.

66. Данные об общем содержании атмосферного озона по станциям СССР за 1966—1967 гг.— Л.: Гидрометеиздат, 1969.— 127 с.

67. Данные по химическому составу атмосферных осадков и общему содержанию озона в атмосфере в различных пунктах СССР (Материалы МГГ и МГС за 1957—1959 гг.).— Л.: Гидрометеиздат, 1961.— 83 с.

68. Долгин И. М., Каримова Г. У. Особенности распределения общего содержания озона в Арктике в зависимости от условий циркуляции.— В кн.: Атмосферный озон. Л., 1965, с. 33—41.

69. Дубенцов В. Р., Наталенкова А. М. Зимний стратосферный вихрь, его положение и перемещение.— Труды ЦИП, 1964, вып. 137, с. 4—11.

70. Еланский Н. Ф. О механизме воздействия струйного течения на озоновый слой.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1975, т. 11, № 9, с. 916—925.

71. Знаменский А. А. Результаты сравнения различных озонметрических приборов, проведенного в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова — В кн.: Атмосферный озон. М., 1961, с. 187—194.

72. Зуев В. Е. Прозрачность атмосферы для видимых и инфракрасных лучей. М., Советское радио, 1966.— 320 с.

73. Иванова Г. Ф. О вертикальном распределении озона в зонах струйных течений.— Труды ГГО, 1972, вып. 279, с. 167—184.

74. Интенсивность прямой и рассеянной ультрафиолетовой радиации при больших атмосферных массах/Л. А. Егорова, М. А. Назаралиев, В. Е. Павлов, Н. Г. Рябикина.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1977, № 4, с. 420—424.

75. Каримова Г. У. Атмосферный озон в полярных районах.— Труды ААНИИ, 1975, вып. 303, 167 с.

76. Кароль И. Л. Высотные самолеты в стратосфере.— Л.: Гидрометеиздат, 1974.— 48 с.

77. Кац А. Л. Сезонные изменения общей циркуляции атмосферы и долгосрочные прогнозы погоды.— Л.: Гидрометеиздат, 1960.— 270 с.

78. Кац А. Л. Циркуляция в стратосфере и мезосфере.— Л.: Гидрометеиздат, 1968 г.— 203 с.

79. Ковалев В. А., Ромашкина К. И., Елисеев А. А. Сравнение приборов для измерения общего содержания атмосферного озона на фоновой станции Мауна-Лоа.— Метеорология и гидрология, 1978, № 6, с. 110—113.

80. Ковалев В. А., Соколенко С. А. Сравнение образцовых озонметрических приборов СССР и США.— Труды ГГО, 1980, вып. 445, с. 69—71.

81. Кондратьев К. Я. Лучистая энергия Солнца.— Л.: Гидрометеиздат, 1954.— 600 с.

82. Кондратьев К. Я. Актинометрия.— Л.: Гидрометеиздат, 1965.— 691 с.

83. Кузнецов Г. И. Опыт использования комплекса аппаратуры для атмосферно-оптических наблюдений озона и озonoактивных компонент атмосферы.— В кн.: Современное состояние исследований озоносферы в СССР. М., Гидрометеиздат, 1980, с. 5—15.

84. Кузнецов Г. И., Хргиан А. Х. Результаты наблюдений за атмосферным озоном во время солнечного затмения.— В кн.: Метеорологические исследования. М., 1970, № 17, с. 112—121.

85. Курс метеорологии (физика атмосферы)/Под ред. П. Н. Тверского.— Л.: Гидрометеиздат, 1961.— 888 с.

86. Липатова О. А. Некоторые результаты наблюдений общего содержания атмосферного озона в Иркутске.— Труды ГГО, 1963, вып. 141, с. 80—82.

87. Лугин Н. П. Результаты измерения содержания озона в высших слоях земной атмосферы за 1935 г. по наблюдениям в Кучино.— Астрономический журнал, 1936, т. 13, вып. 4.

88. Макарова Е. А., Харитонов А. В. Распределение энергии в спектре Солнца и солнечная постоянная.— М.: Наука, 1972.— 288 с.

89. Матвеев Л. Т. Количественные характеристики турбулентного обмена в вертикальной тропосфере и нижней стратосфере.— Изв. АН СССР, Сер. геофиз., 1958, № 7, с. 927—931.

90. Матвеев Л. Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы.— Л.: Гидрометеониздат, 1976.— 639 с.

91. Методические указания по производству и обработке наблюдений за естественной ультрафиолетовой радиацией/Состав. Г. П. Гушин.— Л.: Гидрометеониздат, 1978.— 23 с.

92. Методические указания по производству и обработке наблюдений за общим содержанием атмосферного озона/Состав. Г. П. Гушин.— Л.: Гидрометеониздат, 1981.— 45 с.

93. Наблюдения за содержанием озона во время полного солнечного затмения 20 июля 1963 г./Я. Ф. Веролайнен, А. Л. Ошерович, А. К. Суслов, Н. С. Шапов.— Геомагнетизм и аэрномия, 1965, т. 5, с. 113—120.

94. Некоторые результаты исследования озона в СССР в период МГСС (1964—1965 гг.)/Г. П. Гушин, К. И. Лисовская, А. М. Шаламянский, О. Н. Чемякина.— Труды ГГО, 1968, вып. 213, с. 80—93.

95. Некоторые результаты наблюдения озона со спутника 17—18 июня 1966 г./А. Х. Хргиан, В. М. Березин, Н. Ф. Еланский и др.— Метеорология и гидрология, 1973, № 4, с. 3—12.

96. Общее содержание атмосферного озона и спектральная прозрачность атмосферы. Справочные данные по станциям СССР за 1972—1973 гг./Под ред. Г. П. Гушин.— Л.: Гидрометеониздат, 1978.— 158 с. То же за 1974—1975 гг.— Л., Гидрометеониздат, 1979, 341 с.; за 1976—1977 гг.— Л., Гидрометеониздат, 1979, 316 с.

97. О затменном эффекте в озонной области солнечного спектра 20 мая 1966 г./С. Ф. Роднонов, Б. Н. Мовчан, А. Л. Ошерович и др.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1967, т. 3, № 12, с. 1280—1291.

98. Озон в атмосфере и его влияние на полет СТС/П. Д. Астапенко, С. В. Солонин, Н. Н. Аксельрод, В. В. Осечкин.— Труды ВАУГА, 1970, вып. 42, с. 83—100.

99. О результатах сравнения озонметрических приборов в Воейково в 1969 г./Н. П. Бессонов, А. С. Бритаев, Г. П. Гушин и др.— Метеорология и гидрология, 1971, № 7, с. 97—102.

100. Ошерович А. Л., Розинский М. Я., Юрганов Л. Н. Исследование атмосферного озона во время полного затмения Солнца 22 сентября 1968 г.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1969, т. 5, № 11, с. 1223—1226.

101. Ошерович А. Л., Суслов А. К. О содержании озона в Куль-Сары при кольцеобразном затмении 20 мая 1966 г.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1968, т. 4, № 5, с. 552—559.

102. Павлов В. Е. Фотоэлектрические исследования ультрафиолетового излучения Солнца вблизи горизонта.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1978, т. 14, № 10, с. 1030—1045.

103. Пальмен Э., Ньютоп Ч. Циркуляционные системы атмосферы.— Л.: Гидрометеониздат, 1973.— 615 с.

104. Парийский Н. Н. Изменения слоя озона во время кольцеобразного солнечного затмения 19 апреля 1958 г.— В кн.: Труды МГУ по МГГ. Астрономия. М., 1962, с. 31.

105. Педь Д. А. Некоторые климатические особенности циркулярного вихря северного полушария.— Труды ГМЦ СССР, 1973, вып. 115, с. 25—44.
106. Педь Д. А. О колебаниях циркулярного вихря на северном полушарии.— Труды ГМЦ СССР, 1975, вып. 167, с. 71—81.
107. Перов С. П., Хргиан А. Х. Современные проблемы атмосферного озона.— Л.: Гидрометеиздат, 1980.— 287 с.
108. Перрен де Бришамбо Ш. Солнечное излучение и радиационный обмен в атмосфере. Пер. с франц.— М.: Мир, 1966.— 319 с.
109. Петренко Н. В. Некоторые особенности структуры струйных течений.— Труды ЦИП, 1966, вып. 157, с. 87—93.
110. Погосян Х. П. Общая циркуляция атмосферы.— Л.: Гидрометеиздат, 1972.— 394 с.
111. Погосян Х. П., Павловская А. А. Процессы раздвоения стратосферного полярного циклона.— Труды ГМЦ СССР, 1967, вып. 6, с. 70—86.
112. Прокофьева И. А. Атмосферный озон.— М.; Л.: изд-во АН СССР, 1951.— 231 с.
113. Пчелко И. Г. Об эволюции полярного стратосферного циклона и взаимосвязи процессов в тропосфере и стратосфере.— Метеорология и гидрология, 1967, № 12, с. 21—32.
114. Ратьков В. М. Особенности распределения озона над Тихим океаном зимой 1966/1967 гг.— Труды ЦАО, 1969, вып. 83, с. 33—37.
115. Рафаилова Х. Х. Использование характеристик стратосферы, тропосферы и подстилающей поверхности в долгосрочных прогнозах погоды.— Л.: Гидрометеиздат, 1973.— 317 с.
116. Родионов С. Ф. Прозрачность атмосферы в ультрафиолетовой области спектра.— Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1950, т. 14, вып. 4, с. 334—338.
117. Родионов С. Ф. Электрофотометрические исследования атмосферы на Эльбрусе.— Л.: Гидрометеиздат, 1970.— с. 125.
118. Родионов С. Ф., Веревкин Ю. Н., Шпаков Н. С. О затменном эффекте в озонной области солнечного спектра.— Вестник ЛГУ, 1963, № 4, с. 67.
119. Родионов С. Ф., Мовчан Б. Н. О применимости теории многократного рассеяния света в атмосфере к эффекту аномальной прозрачности.— В кн.: Проблемы физики атмосферы. Л., 1965, № 3, вып. 48, с. 48—54.
120. Родионов С. Ф., Ошерович А. Л., Рдултовская Е. В. О простом приборе для озонометрических исследований.— ДАН СССР, 1949, т. 66, № 3, с. 381—383.
121. Родионов С. Ф., Павлова Е. Н., Ступников Н. Н. О новом аномальном эффекте в коротковолновом конце солнечного спектра.— ДАН СССР, 1938, т. 19, № 1—2, с. 100—105.
122. Розенберг Г. В. О границах применимости закона Бугера и об эффектах обращения, аномальной прозрачности и селективной прозрачности.— ДАН СССР, 1962, т. 145, № 6, с. 1269—1270.
123. Розенберг Г. В. Сумерки.— М.: Физматгиз, 1963.— 380 с.
124. Россби К. Природа общей циркуляции в нижней части атмосферы.— В кн.: Атмосферы Земли и планет. Пер. с англ.— М., Изд-во иностр. лит., 1951, с. 25—57.
125. Селективная прозрачность атмосферных аэрозолей/С. Ф. Родионов, Е. Н. Павлова, Е. В. Рдултовская, Н. М. Рейнов.— Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1942, т. 6, № 4, с. 200—220.
126. Сивков С. И. Методы расчета характеристик солнечной радиации.— Л.: Гидрометеиздат, 1968.— 232 с.
127. Современное состояние исследований озоносферы в СССР. Труды всесоюзного совещания по озону.— М.: Гидрометеиздат, 1980.— 268 с.

128. Солохин С. В., Гущин Г. П., Виноградова Н. Н. Распределение концентраций озона на эшелонах полетов сверхзвуковых транспортных самолетов.— Труды ГГО, 1976, вып. 357, с. 194—204.

129. Спектральная прозрачность атмосферы и яркость дневного неба в полосах поглощения озона/Л. А. Егорова, В. Е. Павлов, К. Т. Рябинина, Я. А. Тейфель.— В кн.: Ослабление света в земной атмосфере. Алма-Ата, Наука, 1976, с. 4—32.

130. Спектрометрические измерения атмосферного озона в период кольцеобразного солнечного затмения 20 мая 1966 г./А. С. Бритаев, Е. Г. Жаворонков, В. М. Ратьков и др.— В кн.: Метеорологические исследования. М., 1970, № 17, с. 128—133.

131. Стеблова Р. С. Наблюдения за атмосферным озоном во время солнечного затмения 15/II 1961 г.— Геомагнетизм и аэрономия, 1961, т. 1, № 15, с. 838—839.

132. Стеблова Р. С. Наблюдения за атмосферным озоном во время солнечного затмения 15/II 1961 г.— Геомагнетизм и аэрономия, 1962, т. 2, № 1, с. 148—152.

133. Тимофеев Н. А. Некоторые результаты озонметрических наблюдений в четвертом рейсе исследовательского судна «Ю. М. Шокальский».— Труды ДВНИГМИ, 1964, вып. 16, с. 56—66.

134. Ультрафиолетовая радиация солнца и неба/В. А. Белинский, М. П. Гараджа, Л. М. Меженная, Е. И. Незваль.— М.: Изд-во МГУ, 1968.— 228 с.

135. Уранова Л. А. Междусуточная изменчивость общего содержания озона по сезонам и давления на уровне моря.— Метеорология и гидрология, 1975, № 4, с. 39—46.

136. Фесенков В. Г. Определения эквивалентной толщи атмосферного озона, произведенные в Кучине.— ДАН СССР. Нов. сер., т. 2, № 8, 1934, с. 448—449.

137. Филимоных В. А., Хргиан А. Х. Атмосферный озон во время солнечного затмения 20 мая 1966 г. по наблюдениям в Таджикистане.— В кн.: Метеорологические исследования. М., 1970, № 17, с. 134—138.

138. Харчилава Д. Ф. Характер отклонения общего содержания атмосферного озона в высоких циклонах и антициклонах.— Геофиз. бюл. Междувед. геофиз. ком. при Президиуме АН СССР. 1966, № 17, с. 63—68.

139. Харчилава Д. Ф. Озон и струйные течения.— Труды ЗапНИГМИ, 1967, вып. 21 (27), с. 129—142.

140. Харчилава Д. Ф., Искандарова В. М. Влияние направления и скорости ветра на озонный профиль струйного течения над территорией Грузии.— Бюл. Абастуман. астрофиз. обсерв., 1974, № 45, с. 141—144.

141. Харчилава Д. Ф., Искандарова В. М. Вариации общего содержания озона по отношению оси струйного течения над территорией Грузии.— Бюл. Абастуман. астрофиз. обсерв., 1974, № 45, с. 136—140.

142. Хвостиков И. А. Озон в стратосфере.— УФН, 1956, т. 59, вып. 2, с. 229—324.

143. Хвостиков И. А. Физика озоносферы и ионосферы.— М.: Изд-во АН СССР, 1963.— 663 с.

144. Холст Г. Рассеяние излучения в атмосферах Земли и планет.— В кн.: Атмосферы Земли и планет. Пер. с англ.— М., Изд-во иностр. лит., 1951, с. 58—126.

145. Хргиан А. Х. Связь распределения атмосферного озона с некоторыми формами общей циркуляции атмосферы.— Метеорология и гидрология, 1966, № 9, с. 9—16.

146. Хргиан А. Х., Ламжавын Б. Изменение атмосферного озона в высотных барических образованиях.— Метеорология и гидрология, 1971, № 9, с. 24—29.

147. Хргиан А. Х. Физика атмосферного озона.— Л.: Гидрометеиздат, 1973.— 291 с.

148. Хргиан А. Х., Кузнецов Г. И. Некоторые результаты экспедиционных наблюдений озона во время полного солнечного затмения 15.II.1961 г.— В кн.: Атмосферный озон. Л., 1965, с. 26—32.

149. Шаламянский А. М. Горизонтальное распределение общего содержания озона по данным самолетных измерений 1974—1977 гг.— Труды ГГО, 1980, вып. 419, с. 126—135.

150. Шаламянский А. М., Ромашкина К. И. Распределение и изменение общего содержания озона в различных воздушных массах.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1980, т. 16, № 12, с. 1258—1265.

151. Яворский Б. М., Детлаф А. А. Справочник по физике.— М.: Наука, 1977.— 942 с.

152. Atlas of the Global distribution of total ozone. July 1957 — June 1965/ J. London, R. Bojkov, S. Oltmans, J. Kelley.— NCAR, Techn. Note 1976, N 113.— 276 pp.

153. Basher Reid E., Thomas R. W. L. Atmospheric aerosol effect on Dobson total ozone measurements: a simple approach.— Appl. Opt., 1979, v. 18, N 20, p. 3361—3362.

154. Bennei G. Ozone contamination of high-altitude aircraft cabins.— Aerospace Med., 1962, v. 33, N 8, p. 969—978.

155. Borbely E. Comparison of parallel ozone measurements in Budapest.— Mater. i pr. Inst. geofiz. PAN, 1975, N 90, p. 31—39.

156. Bojkov R. D. The ozone variations during the solar eclipse of 20 May 1966.— Tellus, 1968, v. 20, N 3, p. 417—421.

157. Bojkov R. D. Some characteristics of the total ozone deduced from Dobson-spectrophotometer and filter ozonometer data and their application to a determination of the effectiveness of the ozone station network.— In: Symposium sur l'ozone atmosferique, 1968, Monaco, p. 41—47.

158. Brabets R. J. Ozone measurements survey in commercial jet aircraft.— Tech. Rep. ADS-5, FAA Contract ARDS-608, 1963.— 54 p.

159. Crutzen P. J. Chlorofluoromethanes: threats to the ozone layer.— Rev. Geophys. Space Phys., 1979, v. 17, N 7, p. 1824—1832.

160. Daily and monthly Northern Hemisphere synoptic weather maps.— Met. Abh., Inst. Met. Geophys. Frein Univ., Berlin, 1960—1975.

161. Deirmenjan D., Sekera Z. Atmospheric turbidity and the transmission of ultraviolet sunlight — JOSA, 1956, v. 46, N 8, p. 565—572.

162. DeLuisi J. J. Measurements of the extraterrestrial solar radiant flux from 2981 to 4000 Å and its transmission through the Earth's atmosphere as it is affected by dust and ozone.— J. Geophys. Res., 1975, v. 80, N 63, p. 345—354.

163. DeLuisi J. J. Disparities in the determination of atmospheric ozone from solar ultraviolet transmission measurements 298,1—319,5 nm.— Geophys. Res. Lett., 1980, v. 7, N 12, p. 1102—1104.

164. Dobson G. M. B. Observer's handbook for the ozone spectrophotometer.— Ann. IGY, 1957, v. 5, p. 46—89.

165. Dobson G. M. B. Adjustment and calibration of ozone spectrophotometer.— Ann. IGY, 1957, v. 5, p. 90—114.

166. Dobson G. M. B. The development of instruments for measuring atmospheric ozone during last fifty years.— J. Phys. Sci. Instr., 1973, v. 6, N 10, p. 938—939.

167. Dobson G. M. B., Mac Garry B. M. F., Walshaw C. D. Absorption coefficients of ozone for use in the determination of atmospheric ozone.— Memo. N 68, 4, Univ. Oxford, 1968.

168. Dobson G. M. B., Harrison D. N. Measurements of the amount of

ozone in the Earth's atmosphere and its relation to geophysical conditions. Pt 1.—*Proc. Roy. Met. Soc. Ser. A.*, 1926, v. 110, N A576, p. 660—693.

169. Dütsch H. U. Two years of regular ozone soundings over Boulder, Colorado.—*Boulder: NCAR*, 1966.—443 p.

170. Dütsch H. U. Photochemistry of atmospheric ozone.—In: *Advances in Geophysics*, 1971, v. 15.—322 p.

171. Dütsch H. U., Favarger D. Meridional ozone transport by transient eddies over Boulder, Colorado.—*Ann. Geophys.*, 1969, v. 25, N 1, p. 279—281.

172. Dütsch H. U., Zülling W., Ling Ch. C. Regular ozone observations at Thalwil, Switzerland and Boulder, Colorado.—*Zürich: Lad. Phys. Eidgen. Tech. Hochschule*, 1970.—279 p.

173. Dziwulska-Losiowa A. Ozone changes related to the macro-synoptic situations in the middle stratosphere.—*Acta Geophysica Polonica*, 1968, v. 16, N 4, p. 315—327.

174. Dziwulska-Losiowa A. Comparison of ozonometer M-83 and Dobson spectrophotometer at the Belsk geophysical observatory.—*Mater. i pr. Inst. geofiz. PAN*, 1973, v. 69, p. 49—56.

175. Dziwulska-Losiowa A., Walshaw C. D. The international comparison of ozone spectrophotometers at Belsk, 24 June—6 July 1974.—*Mater. i pr. Inst. geofiz. PAN*, 1975, v. 89, p. 3—60.

176. Dziwulska-Losiowa A., Walshaw C. D. The international comparison of ozone spectrophotometers at Belsk, 24 June—6 July 1974. Pt. 2.—*Publ. Inst. Geophys. PAN*, D-4 (109), 1977, p. 41—45.

177. Fabian P. The effect of SST on the stratospheric distribution of odd nitrogen.—*Pure Appl. Geophys.*, 1974, v. 112, N 6, p. 901—903.

178. Figueira M. F. Atmospheric ozone and flow fields over Lisbon.—*Pure Appl. Geophys.*, 1973, v. 106—108, N 5—7, p. 1586—1599.

179. Fournier D'Albe E. M., Rassol S. J. Observations de l'ozone atmospherique pendant une eclipse du soleil.—*Ann. Geophys.*, 1956, t. 12, p. 72—74.

180. Geophysical monitoring for climatic change.—*Summary Rep.* 1976, N 5. Boulder, 1977, p. 110.

181. Gerlach J. C., Parsons C. L. A preliminary assessment of the problems in the use of interference filter photometers to determine total ozone.—*Proc. Quadr. Intern. Ozone Symp.* 1980. V. 1. Boulder, 1981, p. 204—211.

182. Hall T. C., Blacet F. E. Separation of the absorption spectra of NO_2 and N_2O_4 in interval 2400—5000 Å.—*J. Chem. Phys.*, 1952, 20, p. 1745—1749.

183. Herring W. S., Borden T. R. Ozonesonde observations over North America. v. 1—4.—*AFCRL*, 1964—1967.

184. Hunt B. G. A theoretical study of the changes occurring in the ozone-sphere during a total eclipse of the sun.—*Tellus*, 1965, v. 17, N 4, p. 516—523.

185. Jadav B. R., Sinha S. S. Variations in radiation, total ozone and illumination during the solar eclipse of May 1966 at New Delhi.—*Indian J. Met. Geophys.*, 1969, v. 20, N 1, p. 41—46.

186. Jamasaki M. Измерения общего содержания озона во время солнечного затмения 19 апреля 1958 г. (Япония). *J. Met. Res.*, 1959, v. 11, N 2, p. 51—54.

187. Jerlov N., Olsson H., Schüpp W. Measurements of solar radiation at Lövanger in Sweden during the total eclipse 1945.—*Tellus*, 1954, v. 6, p. 44—45.

188. Jessen W., Fabian P. Stratospheric ozone calculations in a two-dimensional model including photochemical and transport effects.—*Z. Geophys.*, 1973, Bd 39, S. 1023—1042.

189. Kawabata I. Spectrographic observation of the amount of ozone at the total solar eclipse of June 19, 1936.—*J. Astron. Geophys.*, 1936—1937, v. 14, N 1—3 (Tokyo).

190. Komhyr W. D. Report on ozone measurements conducted within the cabin of KC-135 aircraft.—U. S. Weat. Bur. Rep., 1962.—62 p.
191. Komhyr W. D. Dobson spectrophotometer systematic total ozone measurement error.—Geophys. Res. Lett., 1980, v. 7, N 2, p. 161—163.
192. Komhyr W. D., Grass R. D. Dobson ozone spectrophotometer modification.—J. Appl. Met., 1972, v. 11, N 5, p. 858—863.
193. Komhyr W. D., Evans R. D. Dobson spectrophotometer total ozone measurement errors caused by interfering absorbing species such as SO₂, NO₂ and photochemically produced O₃ in polluted air.—Geophys. Res. Lett., 1980, v. 7, N 2, p. 157—160.
194. Kulkarni R. N. Atmospheric ozone over Australia — A review.—Pure Appl. Geophys., 1980, v. 118, Spec. Issue, p. 387—400.
195. Larsen H. H. Measurements of atmospheric ozone at Spitsbergen (78°N) and Tromsø (70°N) during the winter season.—Geophys. Publ., 1959, v. 21, N 5, p. 44.
196. London J. The distribution of total ozone in the Northern hemisphere.—Beiträge zur Physik der Atmosphäre, 1969, Bd 36, H. 304, S. 254—263.
197. Mac Kenneth. Aerosol extinction and ozone measurements.—Pure Appl. Geophys., 1979, v. 117, N 3, p. 361—366.
198. Normand Ch. Atmospheric ozone and upper-air conditions.—Quart. J. Roy. Met. Soc., 1953, v. 79, N 339, p. 39—50.
199. Ozone data for the world.—Toronto: Dep. Transport, 1960—1981.
200. Padmanabhamurty B., Rakshit D. K. Variations in radiation, ozone and some meteorological and soil parameters during the eclipse of 23 November 1965 at Dum-Dum.—Indian. J. Met. Geophys., 1966, v. 17, N 4, p. 617—622.
201. Penndorf R. Tables of the refractive index for standard air and the Rayleigh scattering coefficient for the spectral region between 0.2 and 20.0 μ and their application to atmospheric optics.—J. Opt. Soc. Amer., 1957, v. 47, N 2, p. 176—185.
202. Proceedings of the Quadrennial International Ozone Symposium Boulder, Colorado, 1980, 1981, v. 1—2, p. 1152.
203. Shimizu M. Global distribution and seasonal changes of total ozone amount in the atmosphere.—Geophys. Mag., 1971, v. 35, N 4, p. 401—429.
204. Stranz D. Ozone measurements during solar eclipse.—Tellus, 1961, v. 13, N 2, p. 276—279.
205. Stratospheric ozone. Depletion by halocarbons: chemistry and transport panel on stratospheric chemistry and transport. Nat. Acad. Sci., Washington, 1979, p. 238.
206. Steblova R. S., Utrobin V. G., Chertok E. I., Starkova Z. I. The upper ozonosphere redistribution during solar eclipse and flares.—Mater. i pr. Inst. geofiz. PAN, 1975, v. 90, p. 105—116.
207. Svensson B. Observations on the amount of ozone by Dobson spectrophotometer during the solar eclipse of June 30, 1954.—Met. Just. Univ. Uppsala Meddel, 1958, N 57, p. 573—594.
208. Thomas R. W. L., Holland A. C. Ozone estimates derived from Dobson direct sun measurements: effect of atmospheric temperature variations and scattering.—Appl. Opt., 1977, v. 16, N 3, p. 613—618.
209. Thompson B. A., Harteck P., Reeves R. R. Ultraviolet absorption coefficients of CO₂, CO, O₂, H₂O, HN₃, NO, SO₂ and CH between 1850 and 400 Å.—J. Geophys. Res., 1963, v. 68, N 24, p. 6431—6436.
210. Vigroux E. Contribution à l'étude de l'absorption de l'ozone.—Ann. Phys., 1953, v. 8, p. 759—762.

211. Vigroux E. Determination des coefficients moyens d'absorption de l'ozone en vue des observations concernant l'ozone atmosphérique à l'aide du spectrometre Dobson.— Ann. Phys., 1967, v. 2, N 4, p. 209—215.

212. Zülling W. Relation between intensity of the stratospheric circumpolar vortex and accumulation of ozone in the winter hemisphere.— Pure Appl. Geophys., 1973, v. 106—108, N 5—7, p. 1544—1552.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Антропогенные воздействия на озон** 6
- Воздушные массы в стратосфере** 197, 198
- Длина волны эффективная** 34, 135
- Длинные волны в атмосфере** 192
- Закон Бугера** 17, 18
— —, критерий применимости 76, 77, 116
— —, обобщенное выражение 119, 120
- Концентрация молекул озона** 12
— озона молярная 12
- Концепция бокового перемешивания атмосферы** 187
- Коэффициент озонметра зенитный** 39
— — — температурный 58, 59
— — — оптической анизотропии 24
— привязки озонметра 58
- Метод измерения суммарного озона квазимонохроматический** 18, 26
— — — — интегральный 33, 35
- Облачная поправка** 32, 33
- Общее содержание озона** 3, 5
- Озон и солнечное затмение** 163, 165, 167
—, парциальное давление 11
—, плотность 10, 11
— суммарный 5, 10
—, междусуточная изменчивость 156
— —, среднее квадратическое отклонение измеряемого значения 130, 133
- Озонная номограмма** 36
- Озонметр М-83** 7
— — модернизированный 9, 52
— — экспедиционный 9
- Озонометрическая сеть станций** 8, 10
- Оптическая масса атмосферы** 18, 19, 20
— — озона 18, 20, 21
— — аэрозоля 18, 20
— плотность атмосферы 15
— — аэрозоля 17, 84, 85
— — релейской атмосферы 22, 23
- Оптический клин спектрофотометра** 42, 46
— — —, способ градуировки 46, 48
- Погрешность измерения суммарного озона** 126, 134
— аэрозольная 129
- Показатель поглощения озона** 16, 23, 27
— — двуокиси азота 121, 123
— — двуокиси серы 121, 123
— преломления воздуха 19
- Полярный циклон зимний** 208
- Постоянная озонметрического прибора** 26, 49
- Потемнение солнечного диска к краю** 164, 169, 171
- Спектрофотометр Добсона** 9, 40
- Сравнение озонметрических приборов** 137, 142, 145
- Струйное течение** 175
- Фактор деполяризации** 22, 24
— эффективности ослабления 25
- Формула Релея** 22
- Фторхлорметаны** 6
- Циркуляционные системы атмосферы** 3, 175
- Эффект аномальной прозрачности** 88, 106
— деформации поля озона струйным течением 175, 179
— многократного рассеяния ультрафиолетового излучения в атмосфере 87, 95
— Норманда 193
— Форбса 66, 69

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
1. Введение	5
1.1. Краткие сведения о развитии исследований атмосферного озона	—
1.2. Основные определения и единицы, применяемые для измерения озона	10
2. Основные методы и приборы для измерения суммарного озона	13
2.1. Квазимонохроматический метод измерения суммарного озона . .	—
2.2. Интегральный метод измерения суммарного озона	33
2.3. Новая модификация озонного спектрофотометра Добсона	40
2.4. Методика калибровки и метрологического контроля спектрофотометра Добсона	45
2.5. Модернизированный озонометр М-83	52
2.6. Методика калибровки и метрологического контроля озонометра М-83	57
3. Атмосферно-оптические эффекты, искажающие измеряемое значение суммарного озона	66
3.1. Эффект Форбса	—
3.1.1. Проявление эффекта Форбса	70
3.1.2. Критерий применимости закона Бугера для немонахроматических приборов	76
3.2. Эффект селективного ослабления излучения аэрозолями	79
3.3. Эффект многократного рассеяния ультрафиолетового излучения в атмосфере	87
3.3.1. История открытия эффекта многократного рассеяния ультрафиолетового излучения в атмосфере	—
3.3.2. Экспериментальные данные, подтверждающие ЭМРА	90
3.3.3. Теория ЭМРА	95
3.3.4. Эффект аномальной прозрачности атмосферы как частный случай ЭМРА	106
3.3.5. Критические замечания по поводу интерпретации ЭМРА и эффекта аномальной прозрачности	112
3.3.6. Критерий применимости закона Бугера в атмосфере, учитывающий ЭМРА	116

3.3.7. Обобщенное выражение для закона Бугера, учитывающее ЭМРА	119
3.4. Влияние малых газовых примесей в атмосфере на измеряемое значение суммарного озона	120
3.5. Влияние температуры на измеряемое значение суммарного озона	125
4. Погрешность измерения суммарного озона и результаты сравнений озонметрических приборов	126
4.1. Погрешность измерения суммарного озона	—
4.1.1. Вводные замечания	—
4.1.2. Оценка аэрозольной погрешности измерения суммарного озона	129
4.1.3. Оценка средних квадратических отклонений измеряемого значения суммарного озона	130
4.1.4. Оценка погрешности измерения суммарного озона	134
4.2. Результаты официальных сравнений различных озонметрических приборов	137
5. Статистические характеристики изменчивости суммарного озона	152
5.1. Данные по озону, использованные в настоящей работе	—
5.2. Некоторые статистические характеристики изменчивости суммарного озона	154
5.3. Анализ наблюдаемых колебаний суммарного озона в период солнечных затмений	163
6. Некоторые закономерности распределения и колебаний озона в циркуляционных системах	175
6.1. Эффект деформации поля озона струйным течением	—
6.1.1. Новые результаты исследования эффекта деформации поля озона струйным течением	179
6.1.2. Физический механизм эффекта деформации поля озона струйным течением	187
6.1.3. Изменения суммарного озона, связанные с длинными волнами, высотными ложбинами и гребнями	192
6.1.4. Горизонтальное распределение суммарного озона в наземных циклонах и антициклонах как отражение эффекта деформации поля озона струйными течениями	196
6.1.5. Воздушные массы в стратосфере с различными значениями суммарного озона и механизм их образования	197
6.1.6. Некоторые особенности турбулентного обмена в атмосфере, выявленные из наблюдений за озоном	199
6.2. Колебания озона в зимний период, связанные с типами циркуляции и стратосферными антициклонами	200
6.3. Горизонтальное распределение озона в зимнем стратосферном полярном циклоне	208
6.4. О колебаниях суммарного озона в летний период	211
7. Физические механизмы, ответственные за наблюдаемые колебания суммарного озона	213
7.1. Вводные замечания	—

7.2. Модель суммарного озона	214
7.3. Интерпретация среднего широтного распределения суммарного озона	217
7.4. Интерпретация сезонных колебаний суммарного озона	218
7.5. Интерпретация короткопериодных колебаний суммарного озона . .	219
Список литературы	224
Предметный указатель	235

Геннадий Петрович Гушин,
Нина Наумовна Виноградова

СУММАРНЫЙ ОЗОН В АТМОСФЕРЕ

Редактор Л. В. Царькова. Художник В. С. Устинов. Художественный редактор В. В. Быков.
Технический редактор В. И. Семенова. Корректор О. В. Андреева.
ИБ № 1501. Сдано в набор 05.01.83. Подписано в печать 11.05.83. М-30810. Формат 60×90^{1/16}.
Бумага тип. № 1. Литературная гарнитура. Печать высокая. Печ. л. 15. Кр.-отт. 13.
Уч.-изд. л. 17,11. Тираж 720 экз. Индекс МОЛ-13. Заказ № 45. Цена 2 р. 80 к.
Гидрометеиздат, 199053, Ленинград, 2-я линия, 23.

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгения Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли, 190000, г. Ленинград, Прачечный персулок, 6.