

277534

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЛАВНАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ОБСЕРВАТОРИЯ им. А. И. ВОЕЙКОВА

ТРУДЫ

ВЫПУСК 324

324

АКТИНОМЕТРИЯ
АТМОСФЕРНАЯ ОПТИКА
ОЗОНОМЕТРИЯ

Под редакцией
д-ра техн. наук
Г. П. ГУЩИНА

Гидрометеорологический институт
БИБЛИОТЕКА
Л-д 19.11.73 Ленинградский пр., 93



ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ
ЛЕНИНГРАД • 1974

Сборник посвящен вопросам измерений составляющих радиационного баланса, спектральной прозрачности атмосферы, ультрафиолетовой радиации, дальности видимости и атмосферного озона.

Предназначен для научных работников и специалистов в области физики атмосферы.

ОЦЕНКА ВЕРОЯТНОСТИ ПОПАДАНИЯ САМОЛЕТА В ЗОНЫ ПОВЫШЕННЫХ КОНЦЕНТРАЦИЙ ОЗОНА

Для сверхзвукового транспортного самолета во время полетов в стратосфере должна быть обеспечена безопасность экипажа и пассажиров от токсических воздействий озона, концентрации которого на высоте 15—25 км могут превышать допустимые значения в несколько раз. Для решения этого вопроса необходимы сведения в первую очередь о концентрации озона на разных высотах и о времени пребывания самолета в зонах повышенных концентраций озона.

В настоящей работе произведена оценка вероятности попадания самолета в зоны с различными концентрациями озона на маршруте Фербенкс (64° 08' с. ш., 147° 93' з. д.) — Нью-Йорк (40° 6' с. ш., 73° 08' з. д.) на уровнях 100, 50 и 30 мб.

Согласно исследованиям Фабиана [2], воздушную массу горизонтальной протяженностью до 670 км по содержанию озона можно принять за однородную, что позволяет всю трассу (длиной 5500 км) для решения задачи разбить на девять зон. По данным вертикального распределения озона за период 1963—1965 гг. [3] нами предварительно были построены карты массовых концентраций озона (r мкг/г) для территории Северной Америки, по которым в центре каждой зоны определялось значение r . Для каждой зоны была найдена вероятность появлений различных концентраций озона. Результаты представлены в табл. 1. Далее, используя данные табл. 1 и задавая значения r (от $r > 1$ до $r > 9$ мкг/г), на каждом уровне определяли вероятность 0, 1, 2, ..., n -кратного появления соответствующей этому уровню заданной концентрации озона по всей трассе. С учетом того, что появление задаваемой концентрации во всех зонах маршрута неравновероятно (что следует из табл. 1), для решения задачи составлялось в каждом случае произведение n биномов [1]:

$$\varphi_n(Z) = \prod_{i=1}^n (q_i + P_i Z). \quad (1)$$

Здесь P_i — вероятность появления в зоне i заданной концентрации, q_i — вероятность концентрации озона ниже заданной,

Таблица 1

Вероятность (%) появления различных концентраций озона в зонах по маршруту Фербенкс—Нью-Йорк

Уровень, мб	Концентрация озона, мкг/г	Зоны маршрута								
		1	2	3	4	5	6	7	8	9
100	≤1	—	—	—	—	—	4	7	7	1
	1,1—2,0	36	38	32	22	31	52	56	75	72
	2,1—3	43	48	57	67	59	33	37	18	1
	3,1—4	41	14	11	11	10	11	—	—	1
50	4,1—5	17	20	20	10	13	17	17	24	3
	5,1—6	55	53	53	62	53	47	52	39	31
	6,1—7	7	7	7	10	26	32	24	27	24
	7,1—8	21	20	20	14	4	4	7	10	7
	8,1—9	—	—	—	4	4	—	—	—	—
30	5,1—6	24	28	24	20	16	8	—	—	—
	6,1—7	20	16	24	24	28	32	27	23	—
	7,1—8	33	32	28	32	40	36	46	47	—
	8,1—9	4	4	12	20	16	24	27	30	—
	9,1—10	15	16	12	4	—	—	—	—	—
	10,1—11	4	4	—	—	—	—	—	—	—

Таблица 2

Вероятность (%) попадания самолета в зоны с различной концентрацией озона по маршруту Фербенкс—Нью-Йорк

Концентрация озона, мкг/г	Количество попаданий									
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9

Уровень 100 мб

1	—	—	—	—	—	0,1	0,4	3,5	25	71
2	0,5	1	4	15	27	28	18	5	1	0,5
3	43	37	16	3	0,5	0,3	0,2	—	—	—

Уровень 50 мб

5	0,1	0,1	0,3	0,5	4	8	16	25	29	17
6	4	34	32	16	8	5	0,6	0,2	0,1	0
7	30	44	20	5	0,8	0,1	0,07	0,01	0,01	0,01

Уровень 30 мб

6	0,01	0,04	0,05	0,4	0,5	1	5	25	44	24
7	0,7	1	1,3	2	11	15	30	25	13	1
8	8	22	31	24	10	4	1	0,5	0,3	0,2
9	51	37	10	1,5	0,4	0,1	—	—	—	—

Z — произвольный параметр,

$$\prod_{i=1}^n (q_i + P_i Z) = \sum_{m=0}^n P_{m,n} Z^m, \quad (2)$$

где m — количество зон с заданной концентрацией озона по маршруту из n зон. Коэффициенты при $0, 1, 2, \dots, n$ степенях Z в правой части уравнения (2) есть не что иное, как вероятности $P_{0,n}, P_{1,n}, \dots, P_{n,n}$, т. е. вероятности $0, 1, \dots, n$ -кратного попадания самолета в зоны с заданной концентрацией озона на трассе. Результаты расчетов приведены в табл. 2.

Анализ результатов показывает, что на высотах 16—25 км существует достаточно высокая вероятность того, что на протяжении всей трассы самолет будет находиться в условиях концентраций озона, значительно выше предельно допустимых [4]. Так, например, на уровне 100 мб вероятность того, что концентрации озона выше ПДК ($r > 1$ мкг/г), по всей трассе достигает 71%. На уровне 50 мб примерно каждый пятый полет будет проходить в условиях недопустимых, опасных концентраций ($r > 5$ мкг/г). Уровень 30 мб по своим высоким концентрациям озона, во много раз превышающим допустимые, остается наиболее опасным для полетов.

Предложенная методика позволяет не только определить вероятность попадания самолета в зоны повышенных концентраций озона на различных трассах, но также, зная скорость самолета, ориентировочно оценить время нахождения самолета в слоях с высокими концентрациями озона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вентцель Е. С. Теория вероятностей. М., «Наука», 1969, с. 59—64.
2. Fabian P. Eine Abschätzung der räumlichen Ausdehnung einheitlicher Luftpakete in der internen Stratosphäre aus Gesamt Ozonmessungen an 10 europäischen stationen.— „Arch. meteorol. Geophys. und Bioklimatol“, A. 16, Nr. 4, 1967, S. 314—320.
3. Ozone sond e observations over North America. AFCRL, 1965, vol. 3, 265 p., 1967, vol. 4, 365 p.
4. Гушин Г. П., Осечкин В. В., Солонин С. В. Результаты исследований атмосферного озона и его влияния на эксплуатацию сверхзвукового транспорта.— «Тр. ГГО», 1972, вып. 279, с. 138—153.

О МЕТОДЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ CO_2 В АТМОСФЕРЕ ПО ИК СПЕКТРАМ ПОГЛОЩЕНИЯ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ

1. Контроль за содержанием газовых примесей атмосферы является важной научной и прикладной задачей. Такие газовые примеси, как CO_2 , H_2O , O_3 , имеют существенное значение в энергетических и погодообразующих процессах. Повышенная концентрация CO , SO_2 , C_2H_2 и некоторых других газовых примесей, в значительной степени являющихся продуктом деятельности человека, глубоко сказывается на биосфере Земли.

Одним из наиболее эффективных методов контроля за содержанием газовых примесей атмосферы является метод абсорбционной инфракрасной спектроскопии. Определяя количество газа на пути луча этим методом, можно использовать высокое, среднее или низкое разрешение. В первом случае измеряют интегральное поглощение в отдельной линии исследуемого газа. При использовании низкого или среднего разрешения определяют количество газа на пути луча по поглощению всей полосой исследуемого газа или частью полосы, содержащей несколько десятков линий. Рассмотрим кратко достоинства и недостатки обоих вариантов метода.

Большинство исследователей, применявших метод абсорбционной спектроскопии для определения общего количества газовых примесей, использовало спектральные приборы высокого разрешения (например, [1—5]). Метод высокого разрешения обладает рядом достоинств. Разрешая отдельные линии, можно даже в частично перекрытой полосе исследуемого газа выделить линии поглощения только определяемого газа. Интегральное поглощение отдельной линией сравнительно легко связать аналитической формулой с содержанием газа на пути луча. Выражения же, связывающие поглощение целой полосой или поглощение в спектральном интервале, содержащем несколько десятков линий, с количеством газа на пути луча, гораздо сложнее и не имеют простого теоретически обоснованного аналитического вида¹.

Кроме того, интегральное поглощение отдельной линией при прохождении излучения по неоднородному пути сравнительно просто заменить эквивалентным интегральным поглощением для однородного слоя.

¹ Существуют только простые эмпирические формулы (например, в [7]), связывающие поглощение в полосе с количеством газа.

Однако при реализации этого метода возникают существенные трудности. Поскольку достигнутые разрешения в работах [1—5] не позволяют полностью разрешить отдельные спектральные линии, трудно гарантировать, что измеряемое интегральное поглощение обусловлено только линией исследуемого газа и не включает накладывающиеся соседние слабые линии других газов. Существенной трудностью представляет выбор так называемой нулевой линии, т. е. отсчета, соответствующего отсутствию поглощения измеряемым газом. Очень трудно учесть крылья исследуемой линии, а также наложенные на них крылья соседних линий. Шоу в работе [1] вынужден был считать (понимая, что это, вообще говоря, не точно) максимальный отсчет рядом с линией нулевым уровнем. Он полагал, что ошибки в планиметрировании линий за счет указанных эффектов достигают $\pm 10\%$, а это приводит к ошибкам отдельного измерения содержания газа (в работе [1] это CO) $\pm 25\%$. Следует также отметить, что аппаратура, необходимая для получения высокого спектрального разрешения весьма сложна и требует высококвалифицированного обслуживания.

Определенными достоинствами обладает метод, использующий среднее или низкое разрешение (измеряется интегральное поглощение полосы или ее части, содержащей несколько десятков линий). Измеряемые сигналы в этом случае велики. Приборы, необходимые для этого метода, сравнительно просты и доступны. Можно получать большой статистический материал и использовать статистические методы разделения компонент поглощения в случае перекрывающихся полос, поскольку в этой методике труднее выбрать достаточно чистый интервал, поглощение в котором обусловлено только исследуемым газом. Остаются также трудности, связанные с корректным определением нулевой линии.

Этот метод использовался в работах [8, 9, 14] для нахождения концентрации таких примесей, как H_2O , N_2O , CO , CH_4 .

Настоящая статья посвящена рассмотрению некоторых вопросов определения общего содержания CO_2 во всей толще атмосферы с использованием ИК спектрофотометра среднего разрешения.

2. Исследование вариаций содержания углекислого газа в атмосфере имеет научное и практическое значение. Как известно, CO_2 является существенным климатообразующим фактором, который вместе с тем частично связан с деятельностью человека. С другой стороны, методы температурного зондирования со спутников основаны на предположении постоянства концентрации CO_2 в атмосфере. С позиции этих проблем представляют интерес как флуктуации фонового содержания CO_2 (длиннопериодные), так и короткопериодные вариации его концентрации.

Известно, что приземные концентрации CO_2 варьируют в широких пределах. Анализ литературы по измерениям, осуществленным в разных географических районах, показал, что приземная концентрация CO_2 изменяется в широком диапазоне, по крайней мере в пределах от 180 до 740 ppm [17]. Возникает вопрос о степени распространения приземных флуктуаций по высоте. Из этого

следует необходимость постоянного систематического контроля за общим содержанием CO_2 параллельно с измерением его приземной концентрации.

Безусловно, представляют также интерес и исследования распределения CO_2 с высотой путем прямых зондирований или решения обратных задач на основе наземных оптических данных.

3. Задачу определения общего содержания CO_2 в вертикальном столбе атмосферы удобно разделить на две основные части:

1) вопросы, связанные с определением по спектру поглощения количества газа на однородном пути, — выбор наиболее чистого (свободного от линий поглощения посторонних газов) спектрального участка в подходящей по интенсивности полосе поглощения CO_2 , получение достаточно точных лабораторных данных о связи спектрального поглощения с количеством газа при достаточном разрешении по спектру, рассмотрение вопроса о влиянии аэрозольного ослабления и его учета, разработка наиболее корректного способа определения нулевой линии;

2) вопросы, связанные с переходом от однородных (горизонтальных) путей к наклонным неоднородным путям.

В данной статье кратко остановимся на выборе измерительного спектрального интервала и исходных экспериментальных данных о поглощении для расчета количества CO_2 на однородных трассах (другие методические вопросы будут рассмотрены в следующей публикации) и основное внимание уделим наиболее важному вопросу, относящемуся ко второй части задачи — учету изменений давления и температуры на пути солнечной радиации, т. е. учету неоднородности атмосферы.

4. Рассмотрение спектров солнечной радиации, полученных нами при различных высотах Солнца на установке ИКАУ-1, а также таблиц [10] и атласов [11, 18] привело к выводу о том, что наиболее удобной для рассматриваемой цели является полоса CO_2 у 2 мкм. Эта полоса достаточно сильная: даже при максимальных высотах Солнца поглощение в ней достигает 30—40%. Вместе с тем она и не слишком сильная, так как даже при больших атмосферных массах ($m=8-10$) в ней не достигается полное поглощение. Кроме того, эта полоса сравнительно чистая, она перекрыта только слабыми обертонами полосы водяного пара. Анализируя данные атласов [11, 18], удалось выбрать в этой полосе интервал шириной 30 см^{-1} ($4890-4860 \text{ см}^{-1}$ — измерительный интервал), поглощение в котором обусловлено только CO_2 .

5. Как уже отмечалось выше, нет простых и достаточно точных теоретических соотношений, связывающих поглощение полосой или ее частью, содержащей несколько десятков линий, с количеством газа на пути луча.

В работе [6] приведены эмпирические формулы, основанные на обширном экспериментальном материале, позволяющие связать поглощение целой полосой с количеством газа на пути луча. Но, поскольку нет удобных и целиком чистых полос CO_2 в ИК области, эти данные не применимы для нашей цели.

В работе [13] было получено большое количество лабораторных спектров среднего разрешения полосы CO_2 у 2 мкм для большого набора условий (количества газа, общего давления). На основании экспериментальных данных [13] в работе [12] были получены аппроксимационные формулы, позволяющие по заданному общему давлению p и количеству поглощающего газа u вычислить прозрачность в узких спектральных интервалах шириной 3—5 см^{-1} . В [12] показано, что точность аппроксимации очень высокая.

6. Непосредственное использование формул, предложенных в работе [12], для определения содержания CO_2 по спектрам невозможно, поскольку они пригодны только для однородных оптических путей. В данной работе были реализованы две методики расчета функции пропускания на неоднородных оптических путях — учет неоднородности методом Куртиса—Годсона с последующим использованием формул из работы [12] для однородного пути и методика расчета с использованием модели Эльзассера.

7. Метод Куртиса—Годсона заключается в сведении неоднородного оптического пути к эквивалентному, в смысле поглощения, однородному пути, который характеризуется двумя параметрами — эффективным количеством газа \tilde{u} и эффективным давлением \tilde{p} . Эти параметры, согласно [10], определяются из соотношений:

$$\tilde{p} = \frac{\int_0^L pq\sigma dl}{\int_0^L q\sigma dl}, \quad (1)$$

$$\tilde{u} = \frac{\int_0^L \sigma q dl}{\tilde{\sigma}}, \quad (2)$$

где σ — средняя интенсивность линий в рассматриваемом спектральном интервале, $\tilde{\sigma}$ — средняя интенсивность линий при некоторой фиксированной температуре \tilde{T} , q и p — концентрация поглощающего газа и общее давление воздуха на пути луча соответственно.

Зависимость интенсивности отдельной линии σ_j от температуры была взята в виде

$$\sigma_j(T) = \sigma_j(T_0) \left(\frac{T_0}{T} \right)^n \exp \left\{ -E_j \frac{(T_0 - T)}{kTT_0} \right\}, \quad (3)$$

где E_j — вращательная энергия нижнего уровня с вращательным квантовым числом j , k — постоянная Больцмана. Показатель степени n зависит от сорта молекулы, для CO_2 $n = 1$ [21].

Для учета температурной зависимости средней интенсивности линий в методе Куртиса—Годсона в формуле (3) в качестве E_j

было выбрано некоторое $E_{\text{эфф}}$ из следующих соображений: пропускание при реальной структуре спектра в измерительном интервале должно изменяться с температурой так же как пропускание в измерительном интервале спектра, состоящего из одинаковых равноотстоящих линий со средней интенсивностью (модель Эльзассера), которая меняется с температурой согласно формуле (3), где вместо E_j стоит $E_{\text{эфф}}$. Был выполнен прямой расчет пропускания в измерительном интервале по реальной тонкой структуре спектра для различных температур. Параметры линий, использованные в вычислениях, взяты из работ [18, 20]. Далее, варьируя $E_{\text{эфф}}$ в формуле (3), вычисляли пропускание в измерительном интервале по модели Эльзассера. Значение $E_{\text{эфф}}$, обеспечивающее наиболее близкую к прямому расчету температурную зависимость пропускания, было принято оптимальным.

Все необходимые расчеты, связанные с методом Куртиса—Годсона, были выполнены на ЭВМ М-222. При вычислении использовались реальные температурные профили, взятые из данных радиозондирования в пос. Воейково в дни измерений.

8. В силу линейности молекулы CO_2 ее полосы поглощения имеют регулярную структуру. Измерительный интервал включает в себя часть R-ветви полосы $4\nu_2 + \nu_3$ и перекрыт лишь слабыми полосами изотопов C^{13}O_2 и CO^{18} . Поэтому следует ожидать, что применение модели Эльзассера к измерительному интервалу должно дать удовлетворительные результаты.

Параметрами модели Эльзассера являются средняя интенсивность, полуширина и расстояние между линиями. Полуширина и интенсивность в модели Эльзассера подбирались нами для измерительного интервала следующим методом. На ЭВМ вычислялось пропускание в измерительном интервале по формулам работы [12] для широкого диапазона давлений и количеств газа, характерных для атмосферы. Для тех же условий вычислялось пропускание по модели Эльзассера. Результаты этих двух расчетов сравнивались. Критерием сравнения была выбрана сумма относительных ошибок пропускания по всему набору условий. В качестве начальных приближений для параметров модели Эльзассера были взяты средняя интенсивность и полуширина по данным работы [20]. Затем, по определенному алгоритму, варьируя эти параметры, добивались минимума суммы относительных ошибок. Значения полуширины и интенсивности, соответствующие минимуму этой суммы, и были взяты как оптимальные.

В приближении изотермической атмосферы, предполагая, что CO_2 равномерно перемешан, согласно [10], пропускание по модели Эльзассера на неоднородном пути между точками (1) и (2) можно записать в виде

$$\bar{T}(1, 2) = \int_{-i/2}^{i/2} \left(\frac{\text{ch } 2\pi y(2) - \cos 2\pi x}{\text{ch } 2\pi y(1) - \cos 2\pi x} \right)^{u/k} dx, \quad (4)$$

где $x = \nu/\delta$, $y = \alpha_L/\delta$ — безразмерные переменные, ν — частота

α_L — лоренцовская полуширина линии, δ — среднее расстояние между линиями, ξ — косинус зенитного угла солнца.

$$\tilde{u} = \frac{\sigma}{2\pi} \frac{da}{d\alpha_L}, \quad (5)$$

где σ — интенсивность линии, da — количество поглощающего газа на пути луча в слое толщиной dz .

На ЭВМ был проведен расчет пропусканий всей толщи атмосферы в измерительном интервале по формулам (4) и (5) для температур от 245 до 290 К с шагом 5 К и отношений смеси CO_2 от $1,2 \cdot 10^{-4}$ до $5,2 \cdot 10^{-4}$. Были получены семейства кривых зависимостей пропускания от зенитного угла Солнца для указанного набора концентраций CO_2 и температур. По этим кривым были построены градуировочные номограммы.

Для восстановления концентрации CO_2 по измеренному пропусканию с помощью номограмм нужно решить вопрос о выборе температуры. Имеется в виду выбор изотермической атмосферы, эквивалентной в смысле пропускания реальной атмосфере. Естественно было бы взять температуру изотермической атмосферы как средневзвешенную по поглощению температуру реальной атмосферы, но такая задача чрезвычайно трудоемка. Поскольку выяснилось, что с изменением температуры изотермической атмосферы в довольно широких пределах пропускание меняется мало, нами был выбран более простой вариант — взвешивание температуры не по самому поглощению, а по осредненным параметрам, характеризующим поглощение: полуширине и интенсивности линий и концентрации поглощающего газа.

Тогда для эффективной температуры $T_{\text{эфф}}$ получим следующее выражение:

$$T_{\text{эфф}} = \frac{\int_0^{\infty} q(z) \sigma(z) a_L(z) T(z) dz}{\int_0^{\infty} q(z) \sigma(z) a_L(z) dz}. \quad (6)$$

9. Нами была определена устойчивость расчетов по методу Куртиса—Годсона (табл. 1) и методике, использующей модель Эльзассера (табл. 2), т. е. была вычислена ошибка в количестве газа, определенном по этим методам, при заданной ошибке в пропускании в измерительном интервале.

Таблица 1

Атмосферная масса	Относительная ошибка в пропускании, %	Относительная ошибка в концентрации CO_2 , %
1	2,5	7,2
5	2,5	3,7
10	2,5	2,9

Таблица 2

Атмосферная масса	Относительная ошибка в пропускании, %	Относительная ошибка в концентрации CO_2 , %
1	2,5	11,8
5	2,5	4,3
10	2,5	2,6

Устойчивость обоих методов приблизительно одинакова и увеличивается с ростом атмосферной массы.

10. В качестве примера приведем результаты обработки вышеописанными методами нескольких экспериментальных спектров поглощения солнечной радиации (табл. 3). Спектры были записаны на установке ИКАУ-1 [16] в пос. Воейково летом 1973 г.

Таблица 3

Дата измерения	Время измерения		Атмосферная масса	Пропускание в измерительном интервале за счет CO ₂ , %	Объемное отношение смеси CO ₂ , % · 10 ⁻²	
	ч	мин			по методу Куртиса — Годсона	по модели Эльзассера
16 VII 1973	11	09	1,38	66,2	3,42	3,30
11 VII	10	56	1,38	66,5	3,36	3,25
9 VII	18	50	2,81	52,9	3,26	3,25
2 VII	21	14	10,48	22,7	3,18	3,15

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Shaw J. H. The abundance of atmospheric carbon monoxide above Columbus Ohio.— „Astrophys. J.“, 1958, vol. 128, No. 2, p. 428—440.
2. Rank D. H. e. a. Abundance of N₂O in the atmosphere.— JOSA, 1962, vol. 52, No. 8, p. 838—859.
3. Goldberg L., Muller E. A. The vertical distribution of nitrous oxide and methane in the earth's atmosphere.— JOSA, 1953, vol. 43, No. 11, p. 1033—1036.
4. Goldberg L. The abundance and vertical distribution of methane in the earth's atmosphere.— „Astrophys. J.“, 1957, vol. 113, p. 567—579.
5. Юрганов Л. Н., Дианов-Клоков В. И. О сезонных вариациях содержания окиси углерода в атмосфере.— «Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана», 1972, т. 8, № 9, с. 981—984.
6. Howard J. N., Burch D. E., Williams D. Infrared transmission of synthetic atmosphere.— JOSA, 1956, vol. 46, No. 3, p. 237—241.
7. Голубицкий Б. М., Москаленко Н. И. Функции спектрального пропускания в полосах паров H₂O и CO₂.— «Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана», 1968, т. 4, № 3, стр. 346—359.
8. Birgeland J. W., Shaw J. H. Abundance of nitrous oxide in ground — level air.— JOSA, 1959, vol. 49, No. 6, p. 637—638.
9. Bowman R. L., Shaw J. H. Abundance of nitrous oxide methane and carbon monoxide in ground level air.— „Applied Optics“, 1963, vol. 2, No. 2, p. 176—179.
10. Гуди Р. М. Атмосферная радиация. Ч. 1. Основы теории. «Мир», 1966, 522 с.
11. Houghton J. T. e. a. An atlas of the infrared solar spectrum from 1 to 6.5 mkm observed from a high-altitude aircraft.— „Phys. Trans. Roy. Soc.“, 1960, A 254, No. 1037, London, p. 47—123.
12. Zachor A. S. Equation for the transmittence of the 2 mkm CO₂ bands.— J. Q. S. R. T., 1968, vol. 8, No. 6, p. 1341—1349.
13. Burch D. E., Gryvnak D., Patty. Absorption by CO₂ between 4500 and 5400 cm⁻¹ (2 mkm). Aeronautic reports, U-2955, 1964.
14. Киселева М. С., Непорент Б. С., Федорова Е. О. Поглощение инфракрасной радиации при неразрешенной структуре спектра для наклонных

- путей в атмосфере.— «Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана», 1967, т. 3, № 6, с 640—653.
15. Берг Болин и Уолтер Бишоф. Изменение атмосферного содержания CO_2 в северном полушарии. *Tellus*, 1970, vol. 22, No. 4, p. 431—442.
 16. Броунштейн А. М., Демидов В. В., Сакин И. Л. Инфракрасная атмосферная установка ИКАУ-1 для исследования спектральной прозрачности в области 2—25 мкм.— «Тр. ГГО», 1973, вып. 312, с. 23—32.
 17. Зудев В. Е. Распространение видимых и инфракрасных волн в атмосфере. М., «Советское радио», 1970. 496 с.
 18. Mohler O. G. A Table of Solar Spectrum Wave Lengths 11984A to 25578A. The University of Michigan Press, 1955.
 19. Howard J. H., Burch D. E., Williams D. Infrared transmission of synthetic atmosphere. IV. Application of theoretical band models.— *JOSA*, 1956, vol. 46, No. 5, p. 334—337.
 20. Василевский К. П., Казбанов В. А. и Дервиз Т. Е. Интенсивность и полуширина линий CO_2 в полосе $4\nu_2 + \nu_3$.— «Оптика и спектроскопия», 1967, т. 23, вып. 6, с. 888—893.
 21. Crawford B. L., Dinsmore H. L. Vibrational Intensities. I. Theory of Diatomic Infra-Red Bands.— „*J. of Chem. Phys.*”, 1950, vol. 18, p. 983—986.

К МЕТОДИКЕ ИЗМЕРЕНИЯ РАССЕЯННОЙ И СУММАРНОЙ УЛЬТРАФИОЛЕТОВОЙ РАДИАЦИИ

Данные о режиме естественной ультрафиолетовой радиации в настоящее время широко используются как в различных областях науки, так и для практических целей. В биологии и гигиенической практике все шире применяется ультрафиолетовое излучение. Поэтому очень важно знать и рационально использовать естественные ресурсы ультрафиолетовой радиации, распределенные крайне неравномерно по территории и во времени. При этом необходимо измерять как суммарную радиацию, так и ее составляющие.

В работе [1] предлагается метод измерения ультрафиолетовой радиации в областях спектра В (280—315 нм) и А (315—400 нм) для приборов со светофильтрами, применяемый в основном для прямой солнечной радиации.

Метод основан на том, что с помощью редуцированных множителей $R(\theta, \Omega)$, зависящих от высоты Солнца θ и общего содержания атмосферного озона Ω , показания реального прибора с произвольной кривой спектральной чувствительности приводятся к показаниям идеального прибора с прямоугольной кривой чувствительности, совпадающей с областями В и А ультрафиолетового спектра.

Ниже рассматривается применение метода для измерения суммарной и рассеянной ультрафиолетовой радиации и метод градуировки прибора.

Для расчета редуцированного множителя $R(\theta, \Omega)$ используется формула Берлаге [2]

$$D_{\lambda} = 0,5(S_{0, \lambda} - S_{\lambda}) \sin \theta, \quad (1)$$

где D_{λ} — спектральная плотность потока рассеянной радиации, $S_{0, \lambda}$ — спектральное распределение энергии солнечного излучения вне атмосферы, S_{λ} — спектральная плотность потока прямой радиации при высоте Солнца θ . Эта величина равна

$$S_{\lambda} = S_{0, \lambda} \cdot 10^{-(\mu \Omega \alpha_{\lambda} + m \beta_{\lambda} + m \delta_{\lambda})}, \quad (2)$$

где μ и m — озонная и воздушная оптические массы, α_{λ} — показатель поглощения озона, Ω — общее содержание атмосферного озона, β_{λ} — показатель релеевского рассеяния, δ_{λ} — показатель аэрозольного ослабления атмосферы.

Формула (1) основана на следующих соображениях. Если на определенном уровне измерена прямая солнечная радиация S , то потеря радиации в атмосфере равна разности $S_0 - S$, где S_0 — первоначальный поток солнечной радиации до ее вхождения в атмосферу. В идеальной атмосфере вся энергия, потерянная потоком прямой радиации, переходит в рассеянную. В конечном итоге рассеянная радиация направляется к земной поверхности либо уходит в мировое пространство. При симметричной форме индикатрисы молекулярного релеевского рассеяния к земной поверхности направляется половина всего количества рассеянной радиации. Для пересчета на горизонтальную поверхность в формулу вводится в качестве сомножителя синус высоты Солнца.

Из формулы (1) следует, что

$$Q_\lambda = 0,5(S_{0,\lambda} + S_\lambda) \sin \theta, \quad (3)$$

где Q_λ — спектральная плотность потока суммарной радиации.

Учитывая (1) и (3), получим формулы для расчета редуционных множителей $R_D(\theta, \Omega)$ и $R_Q(\theta, \Omega)$ для рассеянной и суммарной радиации соответственно:

$$R_D = \frac{\int_{\lambda_2}^{\lambda_4} w_{2,\lambda} D_\lambda d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} w_{1,\lambda} D_\lambda d\lambda} \quad (4)$$

и

$$R_Q = \frac{\int_{\lambda_3}^{\lambda_4} w_{2,\lambda} Q_\lambda d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} w_{1,\lambda} Q_\lambda d\lambda}, \quad (5)$$

где $w_{1,\lambda}$ — спектральная чувствительность реального прибора в относительных единицах; λ_1 и λ_2 — границы спектральной чувствительности реального прибора в области В (или А) ультрафиолетового спектра; $w_{2,\lambda} = 1$ при $280 \leq \lambda \leq 315$ нм для области В (или $315 \leq \lambda \leq 400$ нм для области А) и $w_{2,\lambda} = 0$ при всех остальных значениях λ ; $\lambda_3 = 280$ нм, $\lambda_4 = 315$ нм (или $\lambda_3 = 315$ нм и $\lambda_4 = 400$ нм для области А).

При расчете редуционных множителей $R_D(\theta, \Omega)$ и $R_Q(\theta, \Omega)$, так же как и в работе [1], показатель аэрозольного ослабления атмосферы δ_λ полагался равным постоянной величине в связи с тем, что участки спектра, выделяемые реальным и идеальным приборами близки друг к другу. Значения редуционных множителей нормируются так, что $R = 1$ при $m = 0$.

Выбрав какое-нибудь значение общего содержания атмосферного озона ($\Omega = \Omega_i$), можно построить график функции $R(\theta, \Omega_i)$ от θ . Построив ряд таких графиков для разных значений Ω , получим номограмму для определения редуционного множителя

по известному содержанию озона Ω_i и высоте Солнца θ_i , причем кривые на номограмме будут являться линиями одинакового содержания озона.

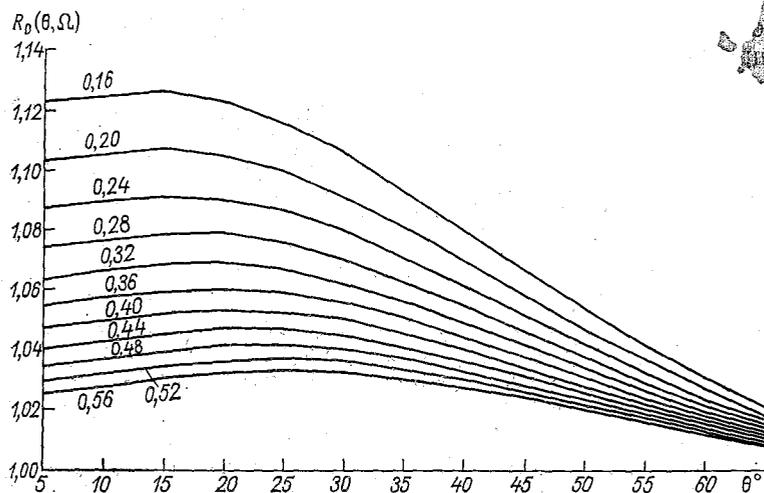


Рис. 1. Номограмма для определения редукционных множителей $R_D(\theta, \Omega)$. Область УФ спектра В (280—315 нм).

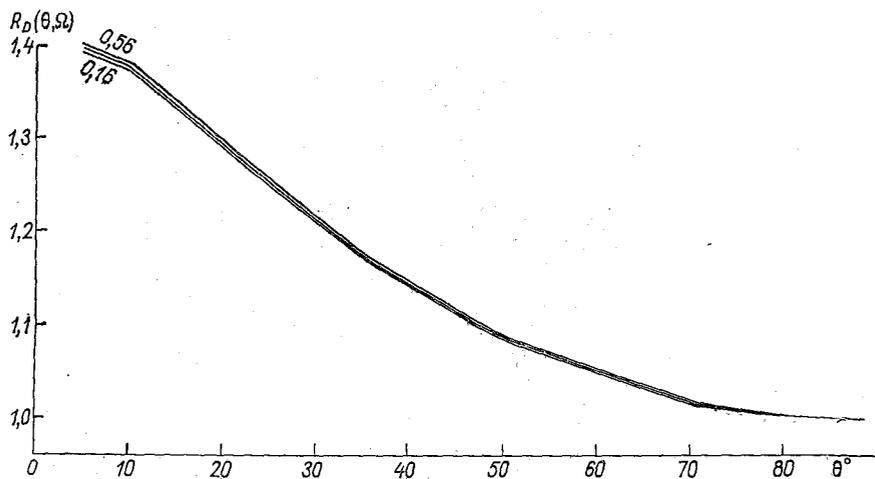


Рис. 2. Номограмма для определения редукционных множителей $R_D(\theta, \Omega)$. Область УФ спектра А (315—400 нм).

Номограммы для определения редукционных множителей $R_D(\theta, \Omega)$ и $R_Q(\theta, \Omega)$ для областей В и А ультрафиолетового спектра, вычисленные по указанному выше способу, показаны на рис. 1—4. По оси абсцисс нанесены высоты Солнца в градусах, по оси орди-

нат — значения редуционных множителей $R(\theta, \Omega)$, у кривых указаны значения озона в сантиметрах.

Номограммы для определения редуционных множителей рассчитываются для разных высот над уровнем моря. При этом в формулах расчета $R(\theta, \Omega)$ достаточно изменить значения β_λ ,

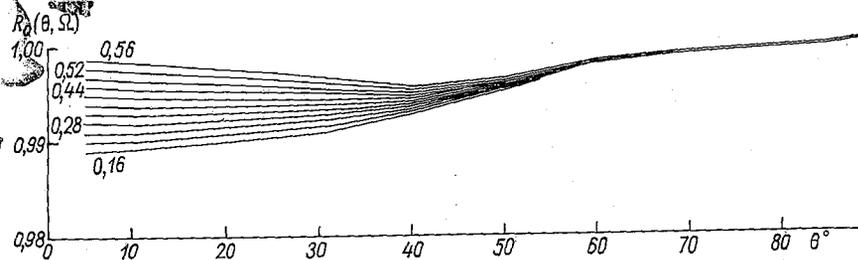


Рис. 3. Номограмма для определения редуционных множителей $R_Q(\theta, \Omega)$. Область спектра В (280—315 нм).

умножив их на отношение p/p_0 , где p и p_0 — давление на избранной высоте и уровне моря.

Необходимо отметить, что суммарная ультрафиолетовая радиация изменяется с высотой Солнца в меньшей степени, чем прямая и рассеянная. Это приводит к меньшей зависимости редуционного множителя $R_Q(\theta, \Omega)$ от высоты Солнца. Значения редуционного множителя $R_Q(\theta, \Omega)$ для областей В и А УФ спектра близки к единице для всех высот Солнца и почти не зависят от

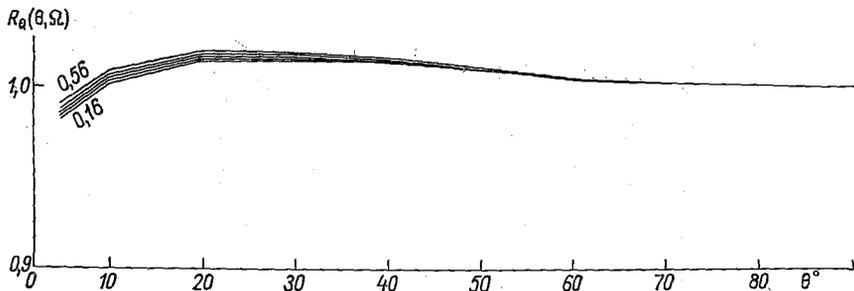


Рис. 4. Номограмма для определения редуционных множителей $R_Q(\theta, \Omega)$. Область спектра А (315—400 нм).

общего содержания озона Ω . Изменение $R_Q(\theta, \Omega)$ не превышает 1% для высот Солнца, меньших 15° .

Редуционный множитель $R_D(\theta, \Omega)$ для рассеянной радиации в области А заметно уменьшается с ростом высоты Солнца θ и мало зависит от общего содержания озона Ω .

В области В УФ спектра редуционный множитель для рассеянной радиации $R_D(\theta, \Omega)$ показывает более высокую зависимость и от высоты Солнца θ и от изменения общего содержания атмосферного озона Ω .

В качестве прибора для измерения естественной УФ-радиации применяется озонметр М-83. Полусферические потоки в ультрафиолетовой области спектра принимаются фотометрическим шаром. Основные фотометрические характеристики некоторых типов таких шаров в применении с фотометром М-83 определены экспериментально. Соответствующие кривые отклонений угловых характери-

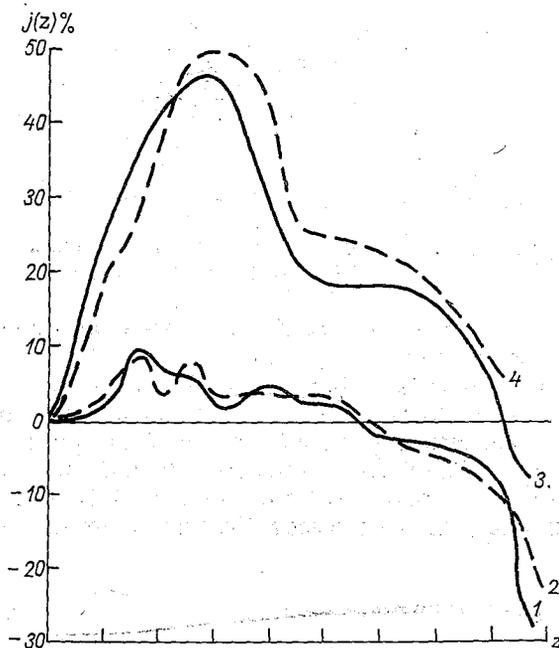


Рис. 5. Относительное отклонение угловой характеристики фотометрического шара. Прибор М-83.

1, 2 — шары с кольцевым входным отверстием, диаметр шаров 100 и 80 мм; 3, 4 — шары с экраном — конус в центре, диаметр шаров 100 и 80 мм.

стик шаров от закона косинуса приведены на рис. 5. Отклонение характеристики шара $j(z)$ определялось по формуле

$$j(z) = \frac{s(z)/s(0) - \cos z}{\cos z}, \quad (6)$$

где $s(z)$ и $s(0)$ — показания прибора при углах падения радиации z и 0 .

Функция $j(z)$ определялась на фотометрической скамье. В качестве источника света использовалась лампа с точечным телом накаливания, расположенная на расстоянии 3 м от входного отверстия фотометрического шара. Доля рассеянного света в показаниях измерительного прибора определялась затенением прямого пучка света.

Угловая характеристика фотометрических шаров зависит от геометрических размеров шаров и отверстий, от формы и размеров экрана и от качества покрытия внутренней поверхности шаров. Шары покрашены краской, основной частью которой является сернокислый барий (коммерческое покрытие). Размеры шаров: внутренний диаметр 100 и 80 мм, входное отверстие (круглое) 20 мм, выходное отверстие 6 мм. Диаметр кольцевого отверстия 50 мм, ширина щели 5 мм.

Из рассмотрения угловых характеристик на рис. 5 видно, что наилучшее соответствие закону косинуса имеют шары с кольцевым входным отверстием, т. е. экран этих шаров вынесен в плоскость входного окна.

Отклонение характеристики фотометрического шара как приемника радиации не зависит от азимута, поскольку шар имеет осевую симметрию.

Так как рассеянная радиация поляризована, то чувствительность прибора с шаром не должна зависеть от ориентации плоскости поляризации. Измерения, проведенные Х. Нийлиск [3], показали, что падающая на приемное отверстие шара поляризованная радиация почти полностью деполаризуется фотометрическим шаром.

Градуировка фотометра, предназначенного для измерения рассеянной или суммарной радиации, производится по методу Солнце—тень или с помощью трубы, направленной на Солнце.

При градуировке прибора с помощью трубы, направленной на Солнце (при этом положение приемной поверхности прибора перпендикулярно солнечным лучам), переводный множитель определяется по формулам:

для рассеянной УФ радиации

$$k_D = \frac{S}{R_D(\theta, \Omega) n}, \quad (7)$$

для суммарной УФ радиации

$$k_Q = \frac{S}{R_Q(\theta, \Omega) n}, \quad (8)$$

где S — абсолютное значение прямой УФ радиации, приходящей к прибору, т. е.

$$S = \int_{\lambda_3}^{\lambda_1} w_{2, \lambda} S_{0, \lambda} 10^{-(\mu_{2\alpha\lambda} + m\beta_{\lambda} + m\delta_{\lambda})} d\lambda, \quad (9)$$

а n — отсчет по прибору.

Для расчета величины S используются значения общего содержания атмосферного озона Ω_i , высота Солнца θ_i и величина $\delta_{\lambda, i}$, которые измерялись в момент градуировки.

Из серии измерений находится средний переводный множитель k , который используется для расчетов рассеянной или суммарной

радиации по отградуированному прибору,

$$k = \frac{\sum_{i=1}^m k_i}{m}, \quad (10)$$

где k_i — единичный переводный множитель.

Рабочие формулы для практических расчетов рассеянной и суммарной УФ радиации при измерениях прибором будут иметь вид

$$D = k_D R_D(\theta, \Omega) n \quad (11)$$

и

$$Q = k_Q R_Q(\theta, \Omega) n. \quad (12)$$

Сильное биологическое действие УФ излучения ставит вопрос о выборе наиболее подходящих, удовлетворяющих запросам и требованиям практики единиц измерения: абсолютных энергетических или относительных, редуцированных по биологическому эффекту.

Предложенная методика позволяет производить измерения ультрафиолетовой радиации в любых из названных единицах, поскольку в этой методике никаких ограничений на величину ω_2, λ не накладывается.

С помощью редуцированных множителей $R_3(\theta, \Omega)$ показания прибора с произвольной кривой спектральной чувствительности приводятся к показаниям приборов со спектральной чувствительностью, идентичной кривой эритемной (или эритемно-загарной) эффективности ультрафиолетовой радиации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гушин Г. П., Говорушкин Л. А. К методике измерения естественной ультрафиолетовой радиации.— «Тр. ГГО», 1970, выш. 255, с. 73—79.
2. Сивков С. И. Методы расчета характеристик солнечной радиации. Л., Гидрометеонздат, 1968, с. 62—99.
3. Нийлск Х. Упрощенный спектрофотометр для измерения спектральных потоков рассеянной радиации.— В кн.: Исследование по физике атмосферы. Т. 3. Изд. ИФА АН Эстонской ССР, 1962, с. 150—158.

ОПТИЧЕСКИЙ МЕТОД ИЗМЕРЕНИЯ КОЛИЧЕСТВА ТВЕРДЫХ ОСАДКОВ

Введение

Применяемый в настоящее время на сети ГМС метод измерения количества твердых осадков с помощью осадкомера с ветровой защитой не обеспечивает удовлетворительной точности результата измерений, что вызвано влиянием ряда факторов и прежде всего ветровым недоучетом. Измеренные за определенный период суммы осадков имеют систематическую погрешность. Отдельные измерения также отягощены значительными случайными и систематическими погрешностями.

В поисках лучших методов нами была проведена в период 1971—1972 гг. работа по исследованию возможности измерения количества твердых осадков оптическим способом по результатам измерения ослабления света в зоне снегопада. Известен ряд работ [1—4], посвященных изучению зависимости прозрачности и метеорологической дальности видимости в снегопадах от их интенсивности. Результаты этих работ подтверждали наличие такой связи, однако при оценке устойчивости этой зависимости авторы отмечали весьма большие относительные погрешности оптического метода измерения интенсивности осадков из-за различий в микроструктуре снегопадов. Оценивая возможности оптического метода, авторы работы [2] делают вывод о малой перспективности определения количества твердых осадков с удовлетворительной точностью по данным оптических измерений. Вопросу исследования ослабления излучения в снегопадах как в видимой области спектра, так и в области радиоволн посвящен ряд более поздних работ [5—10]. Результатом этих исследований явилось установление эмпирической зависимости ослабления излучения от интенсивности снегопадов для различных длин волн.

Необходимо отметить, что приводимые в работах экспериментально установленные связи существенно отличаются друг от друга и не дают исчерпывающего ответа на вопрос о возможности надежных измерений количества твердых осадков оптическим способом. Поскольку в задачу вышеприведенных работ не входила разработка оптического способа определения количества твердых осадков по данным оптических измерений, материалы этих работ не позволяют сделать конкретную оценку возможностей этого способа и его количественных характеристик. Получить ответ на эти вопросы можно было только в результате проведения

специальной работы по изучению возможностей оптического способа измерения количества выпавших осадков. Рассмотрению результатов такого исследования и посвящена настоящая статья.

1. Основные теоретические положения оптического метода измерения твердых осадков

Полное теоретическое решение задачи об ослаблении излучения в снегопадах представляет практически неразрешимую проблему из-за невозможности аналитического представления разнообразных форм снежинок и отсутствия данных о показателе преломления реальных снежинок. Попытки введения сильно упрощенных предположений о параметрах снегопада, как это сделано в работах [10, 11], не дают хороших приближений результатов теоретических расчетов и эксперимента, поэтому основным методом изучения интересующих нас зависимостей является экспериментальный метод.

Некоторое представление о характере изучаемых связей могут дать следующие теоретические положения.

Если реальные снежные частицы заменить некоторыми эффективными частицами, имеющими сферическую форму и плотность реальных снежинок, а ослабление этих снежных шариков представить равным ослаблению реальных снежинок, то величина ослабления излучения K , вызванная подобными гипотетическими частицами, может быть описана следующей формулой:

$$K = 2\pi \int_0^{\infty} a^2 N_{(a)} da, \quad (1)$$

где a — радиус снежного шарика, $N_{(a)}$ — функция распределения.

Интенсивность подобного снегопада I , выраженная количеством воды, которая получена при таянии снега, собранного за единицу времени, равна

$$I = \frac{4}{3} \pi \rho \int_0^{\infty} a^3 N_{(a)} da, \quad (2)$$

где ρ — средняя плотность снежных шариков.

При измерении интенсивности твердых осадков из-за малой чувствительности и точности применяемых приборов за единственный отрезок времени обычно выбирают промежутки от 10 до 60 мин. Ослабление излучения при этом оценивают средней за выбранный промежуток времени величиной. Учитывая, что ослабление в снегопадах чрезвычайно изменчиво во времени, возникает неопределенность при оценке среднего ослабления, а следовательно, и погрешности результатов исследований. Кроме того, сбор осадков за короткий промежуток времени приводит к возникновению значительных относительных погрешностей измерения интенсивности. С учетом

этих обстоятельств за оптический параметр в наших исследованиях была принята величина R , определяемая следующим выражением:

$$R = \int_{t_1}^{t_2} K(t) dt, \quad (3)$$

где $K(t)$ — функция ослабления излучения реальным снегопадом на отрезке времени от t_1 до t_2 .

Соответственно количество твердых осадков W (мм воды), собранных за рассматриваемый промежуток времени, будет равно

$$W = \int_{t_1}^{t_2} I(t) dt, \quad (4)$$

где $I(t)$ — функция интенсивности твердых осадков на отрезке времени от t_1 до t_2 .

Поскольку в процессе исследований мы устанавливаем осредненные зависимости, в итоге нас будет интересовать коэффициент пропорциональности между осредненными значениями величин R и W , т. е.:

$$\frac{\bar{W}}{R} = p. \quad (5)$$

Знание этой зависимости позволит произвести градуировку оптического метода измерения количества твердых осадков. Если величина $p = \text{const}$, то мы будем иметь случай линейной корреляции.

Отношение интенсивности снегопада к ослаблению, которое он вызывает (формулы (2) и (1)), приводит к выражению следующего вида:

$$\frac{I}{K} = \frac{2}{3} \rho \frac{\int_0^{\infty} a^3 N(a) da}{\int_0^{\infty} a^2 N(a) da}. \quad (6)$$

Анализ этой зависимости позволяет сделать заключение, что в пределах изучаемого снегопада это отношение должно быть равно постоянной величине. Для различных снегопадов оно будет варьировать, при этом наибольшее влияние должно оказывать изменение плотности снежных частиц. Результаты экспериментальных исследований плотности снега, представленные в работе [12], показывают, что плотности свежевыпавшего снега может колебаться в довольно значительных пределах. Ослабление этого фактора как источника погрешностей можно осуществить дифференцированной градуировкой метода для некоторых видов твердых осадков.

Экспериментальные данные ранее указанных работ, и прежде всего результаты работы [8], а также результаты наших исследо-

ваний подтверждают ранее сделанные выводы. Экспериментальное исследование связи представленной формулой (5) подтверждает, что имеет место линейная корреляция между величинами W и R . Материалы этих исследований будут рассмотрены ниже.

Необходимо отметить, что при измерении ослабления излучения прибор реагирует на количество взвешенных снежных частиц, находящихся в рабочей зоне светового луча. Интенсивность же снегопада зависит не только от этого параметра, но и от вертикальной скорости падения снежных частиц. При осуществлении измерений колебания скорости падения в различных снегопадах могут сказываться на результатах отдельных измерений. При определении сумм осадков за продолжительный период результат должен быть более точным, так как предполагаемый метод эмпирической градуировки соответствует некоторой средней вертикальной скорости падения частиц, характерной для снегопадов.

2. Приборы и методика исследований

Исследования проводились на Полевой экспериментальной базе ГГО в пос. Воейково Ленинградской области в 1971—1972 гг.

В процессе экспериментальных исследований измерялось количество твердых осадков W за определенный промежуток времени (формула (4)) и величина, пропорциональная R (формула (3)). Для измерения количества твердых осадков было установлено на площадке четыре осадкомера Третьякова в соответствии с рекомендациями Наставления. Два из них (№ 1 и 3) имели планочную ветровую защиту, два других (№ 2 и 4) не имели ветровой защиты и являлись вспомогательными. Результаты измерений, полученные по осадкомерам без ветровой защиты, использовались при введении поправок на ветровой недоучет в соответствии с методикой Л. Р. Струзера, изложенной в работе [13].

Пара осадкомеров (№ 1 с ветровой защитой и № 2 без защиты) была установлена на открытой местности, другая пара (№ 3 и 4) — в защищенном месте среди кустов высотой около 2,5 м.

Для измерения и регистрации ослабления в зоне снегопадов был использован регистратор прозрачности РДВ-2 [14] с базой $175 \text{ м} \times 2$. Длина волны в максимуме чувствительности фотоприемника прибора равна $0,55 \text{ мкм}$. Регистрация ослабления производилась с помощью самописца ЭПП-09, скорость протягивания диаграммной бумаги 60 мм/ч . Световой луч прибора РДВ-2 проходил над осадкомерами на высоте более 5 м над поверхностью земли. Рабочий объем светового луча прибора, в пределах которого присутствие снежных частиц вызывало ослабление света, равен примерно 4 м^3 . По данным работ [6, 8], при интенсивности снегопада $0,1 \text{ мм/ч}$ и скорости падения снежинок 1 м/с в 1 м^3 объема воздуха содержатся не менее 10^3 снежных частиц. Следовательно, в нашем эксперименте мы имеем удовлетворительное простран-

венное осреднение. На расстоянии 300 м от нашей измерительной площадки была расположена площадка метеостанции Воейково, где регулярно в соответствующие сроки производились измерения твердых осадков. Результаты этих измерений были также использованы нами в последующем анализе.

За величину, пропорциональную R , нами была принята площадь S под кривой ослабления на изучаемом отрезке времени. Ослабление в каждый момент времени оценивалось для облегчения обработки материалов записи не в дБ/км, а в условных единицах, выраженных в миллиметрах и пропорциональных величине ослабления в дБ/км. За нулевой уровень ослабления принималась прямая, соединяющая уровень ослабления перед началом снегопада и уровень ослабления после его прекращения. Те снегопады, которые проходили на фоне тумана или очень сильной дымки, обработке не подвергались. В рабочие дни сбор осадков обычно производился за весь период снегопада. В выходные дни иногда суммировались осадки нескольких снегопадов. Дополнительно по данным ст. Воейково за период снегопада вычислялась средняя температура, средняя скорость ветра и преобладающее направление его. Пример диаграммной ленты с регистрацией ослабления в снегопадах представлен на рис. 1. Продолжительные снегопады разбивались на отдельные участки, в пределах которых производилось планиметрирование.

Дать надежную оценку погрешности измерения количества твердых осадков осадкомерами

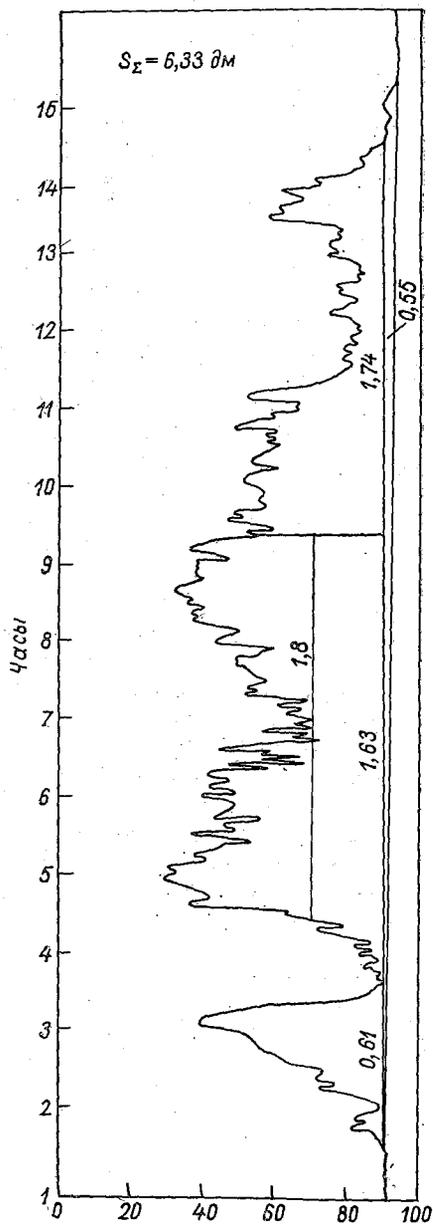


Рис. 1. Ослабление излучения в снегопаде 2 января 1971 г.

Третьякова не представляется возможным. Однако опыт использования этих осадкомеров на сети ГМС показывает, что в ряде случаев погрешность измерения может быть весьма значительной и составлять несколько десятков процентов. Отсутствие эталонных методов измерения твердых осадков создает определенные трудности при сравнительном анализе результатов оптических и стандартных измерений количества твердых осадков. Относительная погрешность определения оптического параметра (площади под кривой ослабления) не превышает 5%, принимая во внимание, что само ослабление регистрируется с погрешностью не более $\pm 2\%$ [15].

Чувствительность оптического параметра к вариациям интенсивности осадков, а следовательно, и к количеству собранных осадков, для выбранной измерительной дистанции $175 \text{ м} \times 2$ более чем на порядок выше чувствительности стандартного осадкомера. Оптическим способом надежно регистрируются осадки очень слабые или средней интенсивности, но кратковременные, в то время как по осадкомеру осадки или вообще не фиксируются, или оцениваются как 0,0. Таким образом, погрешность в определении оптического параметра не отражается на результатах анализа материалов исследования при таком грубом контрольном методе оценки количества выпавших осадков.

3. Основные результаты исследования

Всего за зимний период 1971-72 г. нами было зарегистрировано и использовано при анализе 78 снегопадов различной продолжительности, от нескольких часов до двух суток, которые дали следующие суммы осадков: по осадкомеру № 1 204 мм, по осадкомеру № 3 212 мм. Разделение твердых осадков по виду не производилось, указанные 78 снегопадов включают в себя почти все виды твердых осадков, зарегистрированных нами в диапазоне температур от $+2^\circ \text{С}$ до -15°С и скоростей ветра от 0 до 12 м/сек. Около пяти снегопадов, которые проходили на фоне туманов в весенний период, а также несколько случаев смешанных осадков (снег и дождь) не вошли в число снегопадов, подвергнутых анализу. При анализе были также использованы результаты измерений количества твердых осадков в Воейково (169 случаев с суммой осадков равной 181 мм). Первичные данные наблюдений и вычислений по осадкомерам № 1, 2, 3 и 4, которые были подвергнуты анализу, представлены в табл. 1.

Для каждого снегопада за период сбора осадков осадкомерами производилось определение оптического параметра — площади под кривой ослабления излучения с эффективной длиной волны $0,55 \text{ мкм}$ — и далее исследовалась связь оптического параметра с количеством твердых осадков, измеренных непосредственно осадкомерами Третьякова. Стандартные поправки в результаты измерения сумм осадков вводились в соответствии с указаниями наставления.

Таблица 1

Дата сбора осадков		Осадкомер № 1		Осадкомер № 2.		Осадкомер № 3		Осадкомер № 4.	Площадь, км²	t °C	Скорость ветра, м/с	Вид осадков	Сумма осадков, из меренных на метеостанции за период сбора, мм
начало	конец	измерено, мм	исправлено по Струзефу, мм	измерено, мм	исправлено по Струзефу, мм	измерено, мм	исправлено по Струзефу, мм						
2 XII 1970	2 XII 1970	1,1	1,7	0,7	0,9	1,1	0,7	0,7	1,7	-9	5	* Δ°	0,5
2 XII	3 XII	3,9	5,9	3,1	4,2	6,3	3,0	3,0	4,7	-3,5	6	* Δ° *	3,2
3 XII	3 XII	3,1	4,1	2,4	3,1	3,9	2,5	2,5	1,8	-0,4	5	*	5,4
3 XII	4 XII	4,4	8,8	3,3	4,5	—	2,8	2,8	2,4	0,2	5	*	
4 XII	7 XII	1,2	2,0	0,8	1,0	1,3	0,8	0,8	1,6	-4,8	6	* Δ°	0,8
7 XII	7 XII	1,2	1,8	0,9	1,3	2,5	1,0	1,0	1,2	0,8	6	* ° *	
7 XII	8 XII	7,0	14,0	5,3	6,7	11,0	5,5	5,5	6,4	0,4	5	*	6,5
8 XII	8 XII	1,1	1,8	0,8	1,0	—	0,6	0,6	2,8	0,6	3	*	
8 XII	9 XII	1,5	2,5	1,0	1,3	1,4	1,2	1,2	2,0	-1,2	5	Δ° *	0,9
9 XII	9 XII	3,5	5,8	2,8	3,3	6,8	2,3	2,3	3,3	0,0	5	* *	
9 XII	14 XII	4,8	5,0	4,4	4,2	4,2	4,3	4,3	9,2	-0,2	2	* *	2,2
9 XII	15 XII	1,5	2,7	0,9	1,5	1,6	1,4	1,4	2,1	-2,0	3,5	*	
14 XII	21 XII	1,8	3,6	0,9	1,9	3,7	1,0	1,0	4,7	-3,9	9	Δ° *	1,9
15 XII	23 XII	3,5	5,6	2,4	3,7	6,9	2,1	2,1	7,8	-4,2	8÷5	*	
21 XII	26 XII	1,0	—	—	1,0	—	—	—	1,8	-7,4	2	* °	1,0
23 XII	28 XII	1,3	—	—	1,3	—	—	—	2,2	-9,3	4	* ° Δ°	

Дата сбора осадков		Осадкомер № 1		Осадкомер № 2		Осадкомер № 3		Осадкомер № 4	Площадь, дм²	t °C	Скорость ветра, м/с	Вид осадков	Сумма осадк в, из- меренных на метео- станции за период сбора, мм
начало	конец	намерено, мм	исправлено по Струве, мм	намерено, мм	исправлено по Струве, мм	намерено, мм	исправлено по Струве, мм						
28 XII 1970	28 XII 1970	0,4	0,4	0,4	0,5	0,5	0,5	0,5	0,4	-7,0	1	△	0,4
28 XII	29 XII	1,1	1,3	0,9	1,1	1,0	1,1	0,9	1,4	-10,4	2	*°	1,3
29 XII	29 XII	0,2	0,4	0,1	0,4	0,2	0,4	0,1	0,1	-14,8	1	*°	0,9
29 XII	30 XII	4,1	6,7	2,4	4,5	4,1	4,5	3,6	6,2	-10,1	2	*°▽	4,9
30 XII	31 XII	4,3	6,9	2,6	4,5	4,5	5,0	3,9	4,5	-6,4	3	*°▽	4,1
31 XII	4 I 1971	16,1	17,4	13,9	19,7	19,7	24,8	14,3	2,4	-11,0	5	*°▽	19,2
4 I 1971	5 I	1,3	1,6	1,0	1,5	1,5	1,7	1,2	1,7	-8,5	2	*°	0,9
5 I	5 I	0,6	1,1	0,3	0,4	0,4	0,4	0,4	1,5	-8,4	2	*°	0,7
7 I	7 I	0,6	1,1	0,3	0,5	0,5	0,6	0,4	1,0	-6,6	6	*°▽	0,5
7 I	16 I	6,3	9,4	4,5	9,1	9,1	—	4,1	9,0	-1,0	3	*°*	7,4
16 I	18 I	1,7	2,3	1,7	1,9	1,9	3,5	1,1	4,7	-1,0	5	△*▽	2,0
18 I	18 I	0,8	1,2	0,6	0,9	0,9	1,8	0,5	1,5	-1,2	7	*°*	0,7
21 I	21 I	2,0	3,0	1,4	1,9	1,9	2,1	1,6	2,5	-0,1	3	△	1,4
27 I	27 I	1,4	—	1,0	1,3	1,3	—	1,0	1,0	0,7	7	*°*	1,7
28 I	28 I	5,4	7,1	4,8	5,3	5,3	6,0	5,0	5,6	0,3	3	*°*	4,7
1 II	2 II	3,5	—	2,6	3,8	3,8	—	2,3	4,8	0,5	5	*°*	2,5
2 II	2 II	1,4	2,4	1,1	1,3	1,3	1,9	1,1	2,1	0,2	3	*°*	1,4

Дата сбора осадков		Осадкомер № 1		Осадкомер № 2		Осадкомер № 3		Осадкомер № 4		Площадь, м²	t °C	Скорость ветра, м/с	Вид осадков	Сумма осадков, из-меренных на мето-станции за период сбора, мм
начало	конец	измерено, мм	исправлено по Стр.зурь, мм	измерено, мм	измерено, мм	исправлено по Стр.зурь, мм	измерено, мм	измерено, мм	измерено, мм					
2 II 1971	3 II 1971	2,2	2,7	1,8	2,1	2,6	1,7	4,1	1,7	4,1	-3,0	3	*	1,9
4 II	5 II	2,7	4,7	1,7	2,7	5,1	1,5	3,8	1,5	3,8	-2,4	10	*	2,1
5 II	8 II	1,3	2,5	0,7	1,4	2,6	0,8	4,4	0,8	4,4	-4,4	4	*	2,4
8 II	9 II	1,9	4,2	0,7	2,1	4,0	1,0	7,8	1,0	7,8	-13,0	4	*	2,1
9 II	9 II	1,1	—	0,3	1,0	2,1	0,4	4,7	0,4	4,7	-13,2	4	*	1,0
9 II	10 II	0,5	1,1	0,2	0,5	0,8	0,3	2,7	0,3	2,7	-13,8	2	*	0,6
10 II	11 II	0,3	0,3	0,4	0,2	0,2	0,4	0,0	0,4	0,0	-11,3	3	*	0,4
11 II	11 II	0,7	0,9	0,5	0,7	0,9	0,5	1,3	0,5	1,3	-10,3	3	*	0,5
12 II	15 II	1,1	2,2	0,5	1,5	2,9	0,7	5,1	0,7	5,1	-8,0	6	*	1,3
15 II	16 II	0,3	—	0,0	0,2	—	0,0	1,9	0,0	1,9	-10,7	6	*	0,4
16 II	16 II	0,3	—	0,0	0,3	0,4	0,2	0,6	0,2	0,6	-12,9	2	*	0,3
17 II	17 II	0,2	—	0,0	0,2	—	0,0	0,3	0,0	0,3	-10,2	2	*	0,2
20 II	22 II	2,0	2,5	1,5	2,1	2,4	1,7	4,2	1,7	4,2	-11,0	2	*	1,9
23 II	24 II	2,1	2,6	1,6	2,1	2,3	1,8	2,3	1,8	2,3	-13,2	2	*	1,9
23 II	24 II	2,1	2,6	1,6	2,1	2,3	1,8	2,3	1,8	2,3	-13,2	2	*	1,9
24 II	24 II	0,8	1,0	0,6	0,8	0,9	0,7	1,1	0,7	1,1	-9,5	2	*	1,0
24 II	25 II	2,7	4,5	1,8	2,7	4,2	1,9	3,3	1,9	3,3	-4,8	5	*	1,9

Дата сбора осадков		Осадкомер № 1		Осадкомер № 2		Осадкомер № 3		Осадкомер № 4	Площадь, км ²	t °C	Скорость ветра, м/с	Вид осадков	Сумма осадков, из-меренных на метеостанции за период сбора, мм
начало	конец	измерено, мм	исправлено по Струвеу, мм	измерено, мм	исправлено по Струвеу, мм	измерено, мм	исправлено по Струвеу, мм						
25 II 1971	25 II 1971	1,0	1,8	0,6	1,8	1,0	1,8	0,6	1,3	-1,5	5	* °	0,5
25 II	26 II	3,6	5,8	2,5	4,1	3,5	4,1	2,9	4,8	-3,6	2	* °	3,5
26 II	26 II	2,5	4,5	1,5	2,8	2,5	2,8	2,2	2,7	-3,6	4	* °	7,6
26 II	1 III	6,5	12,6	3,1	7,0	6,2	7,0	5,2	9,9	-11,0	6	* °	0,8
1 III	4 III	1,0	2,1	0,4	1,7	1,2	1,7	0,8	3,8	-13,4	6	* °	11,5
4 III	9 III	14,0	22,6	8,4	20,2	15,2	20,2	10,6	16,5	-6,8	6-7	* °	6,7
9 III	10 III	8,7	15,9	5,1	12,0	8,7	12,0	6,6	12,8	-3,0	7-8	* °	3,0
10 III	10 III	3,3	6,3	1,6	3,4	3,0	3,4	2,5	4,2	-7,1	5	* °	8,1
10 III	11 III	5,7	10,1	3,5	6,4	5,5	6,4	4,4	8,4	-9,0	4	* °	0,5
11 III	13 III	0,3	0,3	0,3	0,4	0,4	0,4	0,4	1,4	-12,9	1-2	* °	0,6
13 III	15 III	1,0	1,2	0,8	0,9	0,9	1,0	0,8	1,8	-6,5	2-3	* °	1,2
15 III	17 III	1,8	2,7	1,3	3,0	1,9	3,0	1,3	4,4	-2,2	4	* °	0,6
17 III	17 III	1,4	—	1,0	2,4	1,4	2,4	1,1	1,6	0,4	4	* °	4,2
3 II 1972	4 II 1972	4,3	4,6	3,9	4,5	4,2	4,5	3,8	4,8	-7,7	2	* °	3,2
7 II	9 II	3,3	4,0	2,7	4,6	3,3	4,6	2,5	2,9	-4,0	5	* °	0,0
9 II	10 II	0,2	—	—	—	0,2	—	—	0,5	-1,6	8	* °	3,1
11 II	13 II	3,1	5,0	2,1	4,6	3,2	4,6	2,4	2,9	-3,4	2-4	△	

Дата сбора осадков		Осадкомер № 1		Осадкомер № 2		Осадкомер № 3		Осадкомер № 4	Площадь, м ²	°С	Скорость ветра, м/с	Вид осадков	Сумма осадков, из- меренных на метео- станции за период сбора, мм
начало	конец	измерено, мм	исправлено по Стрзыеру, мм	Осадкомер № 2, мм	измерено, мм	исправлено по Стрзыеру, мм	Осадкомер № 3, мм	Осадкомер № 4, мм					
19 II 1972	22 II 1972	0,2	—	—	0,2	—	—	—	0,4	-4,1	2	△	0,2
23 II	29 II	1,3	1,4	1,1	1,3	1,4	1,4	1,1	2,3	-4,0	0,5	△ *	} 2,4
29 II	1 III	0,7	0,8	0,6	0,7	0,8	0,8	0,6	1,0	-4,7	1	* ▽	
1 III	23 III	3,5	5,1	3,0	3,3	4,0	4,0	3,0	3,7	2,0	4	* ▽	3,1
23 III	23 III	1,0	1,1	0,9	0,9	1,0	1,0	0,8	0,3	-0,5	5	△	} 1,6
23 III	23 III	0,3	0,5	0,2	0,4	0,8	0,8	0,2	0,2	-0,7	5	△	
23 III	24 III	0,6	1,0	0,4	0,6	1,0	1,0	0,4	1,3	-2,0	5	* ▽	1,4
24 III	27 III	2,4	3,7	1,7	2,8	5,0	5,0	1,7	7,2	-3,0	4	* ▽	4,7
27 III	28 III	5,2	5,6	4,6	6,2	8,6	8,6	4,7	10,5	-1,0	4	* ▽	—
28 III	29 III	2,6	3,0	2,4	2,7	3,5	3,5	2,4	3,9	1,0	2	*	2,4
29 III	31 III	5,2	5,9	4,3	5,2	6,3	6,3	4,2	3,8	-0,9	3	*	4,9
6 IV	7 IV	6,4	—	5,0	6,6	8,6	8,6	5,9	11,3	1,1	1	*	6,4

На рис. 2 представлены результаты измерения сумм осадков по осадкомерам № 1 и 3 и связанного с ними оптического параметра. Этот рисунок подтверждает наличие достаточно тесной связи между оптическим параметром и суммой осадков, измеренных осадкомером за тот же период. Вместе с тем данные его не дают основания предполагать наличие нелинейной связи между изучаемыми характеристиками, поэтому в дальнейшем для оценки тесноты связи будем производить расчеты параметров линейной корреляции.

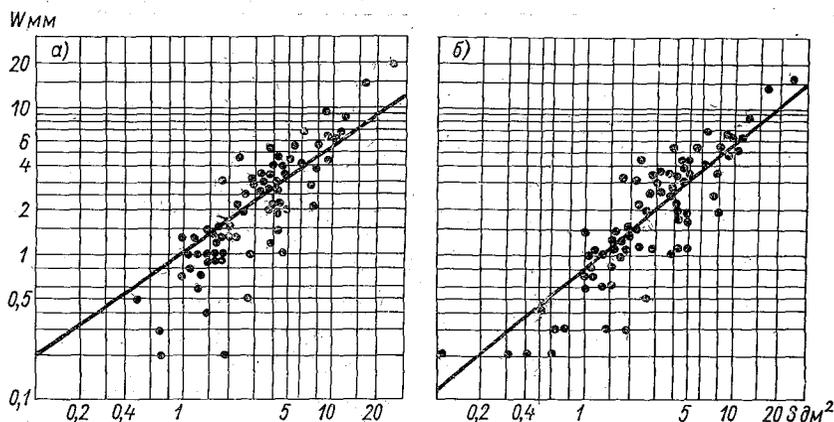


Рис. 2. Связь оптического параметра S с суммой осадков.
а — по данным осадкомера № 1, б — по данным осадкомера № 3.

Отдельные измерения суммы осадков и оптического параметра дают значительные колебания величин, что хорошо видно из рис. 2. Однако невозможно сделать заключение, какая часть этих отклонений связана с погрешностью измерения твердых осадков осадкомерами, а какая часть обусловлена зависимостью оптического параметра от некоторых характеристик снегопада, которые могут варьировать при одной и той же водности снегопадов.

Распределение данных наблюдений по градациям скоростей ветра и температурам не производилось, так как сбор осадков обычно производился в течение большого отрезка времени, а средняя температура и средняя скорость ветра в этом случае часто становятся не характерными параметрами в связи с большими колебаниями за период сбора. Кроме того, при распределении по градациям объем материала становится недостаточным для установления надежных статистических связей.

Вместе с тем качественный анализ материалов наблюдений, отраженных в табл. 1, показывает, что во многих случаях измерений при больших скоростях ветра и низких температурах наблюдается преуменьшенное количество измеренных осадков, если брать за исходную величину оптический параметр.

По материалам указанных наблюдений был произведен расчет коэффициентов корреляции r_n между оптическим параметром S и суммой измеренных осадков и расчет уравнений регрессии по данным осадкомеров № 1 и 3. Кроме того, был вычислен коэффициент корреляции сумм осадков, измеренных по осадкомерам № 1 и 3. Результаты этого расчета представлены в табл. 2.

Таблица 2

Характеристика	Осадкомер № 1 (открытое место)	Осадкомер № 3 (защищенное место)
Коэффициент корреляции	$0,914 \pm 0,019$	$0,931 \pm 0,015$
Уравнение регрессии	$W - 2,62 =$ $= 0,652 (S -$ $- 3,935)$	$W - 2,73 =$ $= 0,75 (S -$ $- 3,935)$
Коэффициент корреляции сумм осадков, измеренных по осадкомерам № 1 и 3	$0,978 \pm 0,005$	

Данные табл. 2 показывают тесную связь выбранного нами оптического параметра с суммой собранных осадков, причем четко проявилось влияние защищенности места, где установлен осадкомер. Коэффициент корреляции для осадкомера № 3 выше, чем для осадкомера № 1. Это обстоятельство, как и высокий коэффициент корреляции, также говорит о перспективности измерения твердых осадков оптическим методом.

Полученные уравнения прямых $W = 0,652S - 0,06$ для осадкомера № 1 и $W = 0,75S - 0,23$ для осадкомера № 3 содержат небольшое по величине постоянное слагаемое. Из простых физических соображений вытекает, что прямая должна проходить через начало координат и это слагаемое возникло из-за ошибок эксперимента. Учитывая его малость, им можно пренебречь.

От зависимости между условным оптическим параметром S , принятым в нашей работе, и суммой измеренных осадков несложно перейти к зависимости ослабления излучения снегопадом в $дБ \cdot км^{-1}$ от интенсивности снегопада в $мм/ч$, имея в виду, что

$$K = 10 \lg \frac{\Phi_0}{\Phi} \frac{1}{L}, \quad (7)$$

где Φ_0 — световой поток, не ослабленный снегопадом; Φ — световой поток, ослабленный снегопадом, L — путь светового луча (км). Тогда от уравнений, представленных в табл. 2, перейдем к следующим формулам:

по данным осадкомера № 1

$$K = 16l, \quad (8)$$

по данным осадкомера № 3

$$K = 11,7l. \quad (9)$$

Таким образом, полученные нами зависимости ослабления излучения в зоне снегопада хорошо совпадают с результатами работы Вернера и Ганна [8], которые экспериментально получали коэффициент пропорциональности от 13 до 11 дБ·км⁻¹/мм/ч, и с результатами работы [7]. Это совпадение, как и содержание работы [10], подтверждает также независимость ослабления излучения в снегопадах от длины волны в пределах видимого участка и ближнего инфракрасного вне полос поглощения.

Кроме того, из формул (8) и (9) и результатов, приведенных в работе [7], следует, что недобор осадков осадкомером приводит к заметному увеличению этого коэффициента пропорциональности.

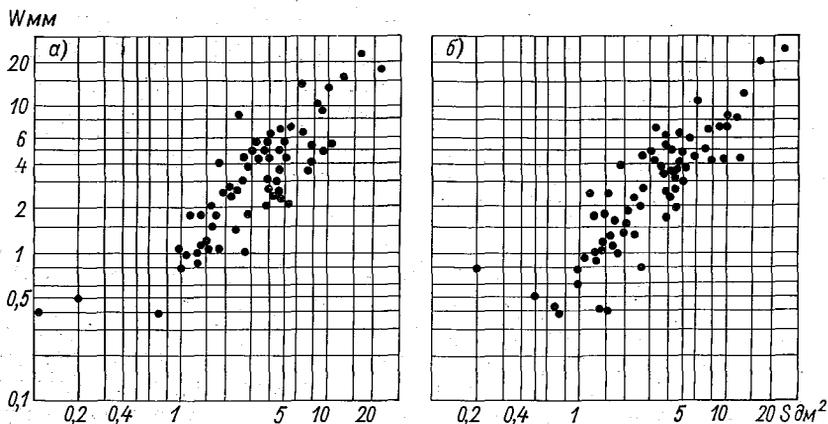


Рис. 3. Связь оптического параметра S с суммой исправленных количеств осадков.

а — по данным осадкомеров № 1 и 2, *б* — по данным осадкомеров № 3 и 4.

На рис. 2 нанесены прямые регрессии, наклон которых несколько различается. Установление правильной градуировки оптического способа сводится к установлению оптимального угла наклона прямой. Достоинством оптического способа измерения твердых осадков является то, что установление оптимального угла наклона прямой может быть произведено по выборочной серии измерения количества интенсивных осадков при малых скоростях ветра. Возможна также и дифференциация градуировочных прямых по типам осадков.

По результатам измерения количества осадков осадкомерами № 1, 2, 3 и 4 нами были введены поправки на ветровой недоучет в соответствии с рекомендациями работы [13]. В ряде случаев наблюдений рекомендованная в этой работе методика не позволяла определить величину поправки. В табл. 1 в этом случае в соответствующей графе проставлен прочерк. Связь оптического параметра с исправленными значениями измеренных количеств твердых осадков отражена на рис. 3 для результатов измерения по осадкомерам № 1 и 2, 3 и 4. По уточненным данным был произведен рас-

чет коэффициентов корреляции и уравнений регрессии аналогично представленным в табл. 2. Так как из-за больших различий количества осадков, измеренных осадкомерами с ветровой защитой и без нее, поправки в ряде случаев ввести было невозможно, то общее количество анализируемых случаев уменьшилось с 78 до 67 для осадкомера № 1 и до 68 для осадкомера № 3. Результаты произведенных расчетов после введения поправок сведены в табл. 3.

Таблица 3

Характеристика	Осадкомер № 1 (открытое место)	Осадкомер № 3 (защищенное место)
Коэффициент корреляции	$0,614 \pm 0,076$	$0,86 \pm 0,03$
Уравнение регрессии	$W - 4,25 =$ $= 0,659 (S -$ $- 4,13)$	$W - 3,8 =$ $= 0,89 (S - 4,13)$
Коэффициент корреляции сумм осадков, измеренных по осадкомерам № 1 и 3, после введения поправок	$0,90 \pm 0,023$	

Данные табл. 3 показывают, что теснота связи оптического параметра с величинами измеренных осадков после введения поправок на ветровой недоучет ухудшилась, значительно для осадкомера на открытом месте и менее значительно для осадкомера на защищенном месте. Ухудшился и коэффициент корреляции величин осадков, измеренных осадкомерами № 1 и 3, после введения указанных поправок. Вероятно, эти связи изменились бы еще больше, если бы часть данных не была исключена из анализа из-за слишком больших и неопределенных поправочных коэффициентов на ветровой недоучет.

Можно предположить, что введение поправок на ветровой недоучет в отдельные измерения количества твердых осадков недостаточно обосновано, а в целом введение поправок сводится к введению некоторого поправочного множителя в сумму измеренных за продолжительный период количеств твердых осадков.

Как было указано ранее, для проверки оптического метода измерения количества твердых осадков нами были проанализированы 169 случаев измерения осадков на ст. Воейково. Оптический параметр определялся по данным синхронной регистрации ослабления в осадках прибором РДВ-2 на расстоянии 300 м от стационарных осадкомеров. Результаты произведенного расчета представлены в табл. 4.

Корреляционная связь оптического параметра с количеством осадков, измеренных на метеостанции, несколько хуже по сравнению с корреляционной связью, отраженной в табл. 2.

По нашему мнению, это объясняется главным образом тем, что в 6-часовой срок обычно бывает небольшое количество осадков,

Таблица 4

Характеристика	При скорости ветра, м/с	
	0-12	0-3
Коэффициент корреляции	$0,79 \pm 0,03$	$0,81 \pm 0,04$
Уравнение регрессии	$W = 0,693 (S - 0,13)$	

измерение которых осуществляется со значительно большей относительной случайной погрешностью, что и приводит к снижению коэффициентов корреляции.

Влияние ветра, хотя и проявляется, но недостаточно уверенно, поэтому различие в коэффициентах корреляции незначительно.

Используя полученные экспериментальные данные, мы произвели расчет сумм осадков и сумм оптического параметра за период наблюдений и коэффициента пропорциональности p по формуле (5) для осадкомеров № 1 и 3 и ст. Воейково. Результаты расчета представлены в табл. 5.

Таблица 5

Параметр	Осадкомер		После введения поправок		Воейково	
	№ 1	№ 3	№ 1	№ 3	0-12 м/с	0-3 м/с
Сумма осадков	204,3	212,6	284,8	258,7	180,7	84,3
Сумма S	306,9	306,9	277,1	281,2	191,9	121,7
Коэффициент p	0,67	0,693	1,03	0,92	0,62	0,694
$p_{\text{ср}}$	0,78					

Данные табл. 5 показывают, что вычисление сумм осадков по данным оптических измерений при использовании экспериментально установленных зависимостей может обеспечивать достаточно высокую точность результата.

Расхождение сумм вычисленных осадков и непосредственно измеренных будет безусловно возрастать при уменьшении временного промежутка суммирования. Для отдельных измерений эти расхождения могут быть значительными, но достоверная количественная оценка погрешностей отдельных измерений количества выпавших твердых осадков как для оптического способа, так и для стандартного измерения осадкомером Третьякова в настоящее время не может быть произведена из-за отсутствия надежного метода контрольных измерений количества выпавших осадков. Однако результаты рассмотренных выше исследований позволяют сделать вывод, что случайные погрешности оптического метода измерения коли-

чества твердых осадков не превышают случайные погрешности стандартных измерений с помощью осадкомера. Систематическая же погрешность, свойственная измерениям с помощью осадкомера Третьякова, в оптическом методе может быть сведена к минимуму или даже вообще исключена путем выбора оптимального угла наклона градуировочной прямой.

Определение достоверного значения коэффициента p наиболее точно может быть произведено тогда, когда мы сможем опереться на надежный контрольный метод измерения суммы осадков. В этом заключается существенная трудность практической реализации оптического метода измерения твердых осадков.

4. Заключение

1. В результате выполнения рассмотренной работы разработан и испытан оптический метод измерения количества твердых осадков, предполагающий измерение величины, пропорциональной интегралу ослабления излучения в зоне осадков по времени, и определение по измеренной величине количества выпавших твердых осадков за рассматриваемый период по экспериментально установленному уравнению прямой.

2. Выбранный нами оптический параметр хорошо коррелирует с количеством непосредственно измеренных осадков, позволяет точно учесть сложную структуру ослабления излучения в снегопадах и может быть технически реализован в виде какой-либо интегральной легко измеряемой характеристики, например количества электричества и др.

3. Оптический метод измерения количества твердых осадков является перспективным методом, ибо процесс измерения сравнительно легко может быть автоматизирован и сопровождаться регистрацией. Пространственное осреднение при оптическом методе измерения значительно больше, чем при стандартных измерениях осадкомером.

4. Линейная связь между оптическим параметром и количеством выпавших твердых осадков позволяет установить оптимальный угол наклона прямой, т. е. найти оптимальную градуировку метода и свести к минимуму систематические погрешности.

5. Совпадение установленной нами связи ослабления излучения (формулы (8) и (9)) в $\text{дБ} \cdot \text{км}^{-1}$ и интенсивности осадков в мм/ч с аналогичной связью, полученной американскими исследователями [8], указывает на независимость или слабую зависимость этой связи от климатических условий.

6. Оптический метод измерения количества твердых осадков имеет также и ряд недостатков, которые в ряде случаев могут явиться причиной появления случайных погрешностей измерений.

Наиболее трудно устранимым дефектом метода является зависимость измеряемого оптического параметра от начального уровня ослабления, обусловленного дымкой или туманом, и изменения

этого уровня в период сбора осадков. При обработке материалов наблюдений мы полагали, что уровень нулевого ослабления остается неизменным или медленно изменяется по линейному закону, что является не всегда верным допущением. Благодаря вышеуказанной причине измерение твердых осадков оптическим методом затруднено при их выпадении на фоне тумана или очень сильной дымки.

Существенно ослабить действие этого фактора можно путем выбора оптимальной длины волны излучения и наиболее рациональной геометрии измерительного луча фотометра и его некоторых параметров.

В единичном масштабе с целью уточнения характеристик оптического метода измерения твердых осадков можно пойти по пути создания двухлучевого фотометра, один из лучей которого подвержен воздействию снегопадов, а другой защищен от воздействия, но на оба луча могут одинаково воздействовать как дымка, так и туман.

7. Причиной существенных погрешностей единичных измерений количества выпавших твердых осадков оптическим методом может явиться то, что при неизменном оптическом параметре для различных снегопадов водность этих снегопадов может быть различной из-за различной плотности выпадающих частиц. Уменьшить влияние этого фактора можно путем дифференциации градуировки по некоторым видам осадков.

При измерении сумм осадков за продолжительный период роль этого источника погрешностей сводится к минимуму и использование единой градуировки даст вполне удовлетворительный результат.

Возникает трудность при использовании оптического метода и тогда, когда измерения производятся в смешанных осадках, например весной, когда в течение какого-то времени выпадают твердые осадки, а затем жидкие или когда наблюдается смесь этих осадков.

Дальнейшее развитие настоящей работы предполагает уточнение некоторых характеристик оптического метода с целью его усовершенствования и создание действующего макета оптического измерителя твердых осадков с учетом полученных в данной работе результатов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Richards T. L., An approach to forecasting snowfall amounts. — "Circ. met. Div. Trans. Toront.", 1954, No. 2421. 21 p.
2. Полякова Е. А., Третьяков В. Д. Исследование метеорологической дальности видимости при снегопаде. — «Тр. ГГО», 1960, вып. 100, с. 53—57.
3. Зельманович И. Л. Микроструктура и прозрачность снегопада. — «Тр. ГГО», 1960, вып. 100, с. 58—64.
4. Jefferson G. J. Visibility in precipitation. — "Met. Mag.", 1961, 90, No. 1067, p. 168—174.

5. Gunn K. L. S. Measurements of new-fall snow. Mebill University, Stormy Weather Group. Sci. Rept. MW-44, 1965, 25 p.
6. Gunn K. L. S. The number flux of snow crystals at the ground Uon. — "Wea. Rev.", 1967, 95, p. 921—924.
7. Lillesaeter O. Parallel-beam attenuation of light, particularly by falling snow. — "J. Appl. Meteor.", 1965, 4, p. 607—613.
8. Warner C. and Gunn K. L. S. Measurements of Snowfall by Optical Attenuation. — "J. Appl. Meteor.", 1969, vol. 8, No. 1, p. 110—121.
9. Соколов А. В. К вопросу ослабления видимого и инфракрасного излучения в дожде и снеге. — «Радиотехника и электроника», 1970, № 12, с. 2463—2467.
10. Бабкин Ю. С. и др. К вопросу об ослаблении излучения на волне 0,96 мм в снеге. — «Радиотехника и электроника», 1970, № 12, с. 2459—2462.
11. Gunn K. L. S. and Marshall J. S. The distribution with size of aggregate snowflakes. — "J. Meteor.", 1958, 15, p. 452—461.
12. Долов М. А., Халкечев В. А. Физика снега и динамика снежных лавин. — «Тр. Высокотгорного геофиз. ин-та», 1972, вып. 23. 327 с.
13. Струзер Л. Р. Метод измерения правильных величин твердых атмосферных осадков. — «Тр. ГГО», 1969, вып. 244, с. 41—47.
14. Горышин В. И. Серийный образец компенсационного фотометра для измерения и регистрации и прозрачности атмосферы. — «Тр. ГГО», 1968, вып. 213, с. 48—58.
15. Горышин В. И. Некоторые результаты лабораторных и полевых испытаний автоматического фотометра для измерения и регистрации прозрачности атмосферы (РДВ-1). — «Тр. ГГО», 1968, вып. 213, с. 59—69.

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ГОРИЗОНТАЛЬНОЙ ДАЛЬНОСТИ ВИДИМОСТИ

Введение

Опыт эксплуатации на сети авиаметеостанций надежных, технически достаточно совершенных серийных регистраторов метеорологической дальности видимости (МДВ) типа РДВ-2 [1] показал, что наши представления о пространственной структуре видимости, возникшие из априорных предположений о пространственной однородности оптических характеристик атмосферы, в большинстве случаев не отражают действительного состояния реальной атмосферы.

Применяемая в настоящее время методика приборных измерений МДВ не обеспечивает высокой надежности результата измерений этого параметра.

Необоснованное применение для реальной атмосферы основных положений известной теории дальности видимости [2, 3], разработанной для оптически однородной среды, в ряде случаев может явиться причиной ошибочной оценки МДВ.

Основные причины и источники возникновения методических погрешностей измерения МДВ рассмотрены в работе [5].

Количественная оценка методических погрешностей измерения МДВ и разработка более совершенной методики приборных измерений этой величины может быть произведена на основе изучения пространственных и временных характеристик поля прозрачности атмосферы (поля МДВ).

Рассмотрению некоторых результатов исследования пространственной и временной изменчивости горизонтальной дальности видимости и посвящена данная статья. Экспериментальные материалы и результаты их анализа, рассмотренные в статье, получены в итоге завершения первого, начального этапа исследований, развитие которых запланировано на последующий период.

1. Пространственная изменчивость горизонтальной дальности видимости

Исследование пространственных характеристик поля горизонтальной МДВ (прозрачности) было предпринято впервые. Во время организации эксперимента возникли трудности при решении вопроса о выборе минимальной дистанции между регистраторами прозрачности атмосферы, предназначенными для синхронных изме-

рений МДВ в различных точках пространства. В этом случае мы не могли опереться на результаты каких-либо исследований, проведенных ранее.

На первом этапе было принято решение расположить три прибора вдоль взлетно-посадочной полосы (ВПП) ленинградского аэропорта Шоссейная в соответствии с рекомендациями принятой в настоящее время методики приборных измерений МДВ в аэропортах. Прибор РДВ-2 № 1, расположенный на западном конце ВПП, был принят за основной. На середине полосы, на расстоянии 1400 м от первого был установлен прибор РДВ-2 и № 2, на противоположном конце ВПП на расстоянии 3000 м — прибор № 3. Еще два прибора были установлены на большом удалении от аэропорта Шоссейная: один в аэропорту Смольный (25 км), второй на полевой экспериментальной базе ГГО в пос. Воейково (40 км). Все измерительные приборы РДВ-2 были расположены примерно по прямой линии в направлении с юго-запада на северо-восток. При анализе материалов наблюдений использовались данные только трех приборов, так как из-за недостаточного объема материала наблюдений данные по аэропорту Смольный пришлось исключить.

Так как наблюдения были начаты только в 1972 г. и проводились в течение одного года, объем материала был сравнительно ограничен. Кроме того, к анализу привлекались данные только в тех случаях, когда изучаемое метеорологическое явление наблюдалось по всей линии расположения регистраторов прозрачности атмосферы. Когда же граница того или иного метеорологического явления проходила между какой-либо парой приборов, то эти данные не использовались при анализе.

Всего было получено: две серии наблюдений в дождях (47 и 137 наблюдений), одна серия наблюдений в снегопадах (142 наблюдения) и три серии наблюдений в дымках при видимости от 1 до 10 км из (101, 108 и 110 синхронных наблюдений).

Синхронные отсчеты по лентам регистрации МДВ производились со скважностью от 5 до 30 мин в зависимости от устойчивости и продолжительности наблюдаемого явления.

Для оценки тесноты связи результатов измерения МДВ в указанных точках пространства был произведен расчет коэффициентов корреляции величин МДВ, измеренных прибором № 1 и другими приборами РДВ-2, средних квадратических отклонений показаний приборов № 2, 3 и 4 относительно показаний прибора № 1, принятого за основной, и ряда других параметров. Результаты расчета этих величин представлены в табл. 1.

Данные табл. 1 показывают, что пространственная неоднородность прозрачности атмосферы во всех метеорологических явлениях при видимости менее 10 км весьма высока. Масштаб неоднородностей помутнения таков и трансформация их протекает в пространстве так, что уже на расстоянии 1400 м связь процессов изменения прозрачности сильно ослаблена, коэффициент корреляции в этом случае для дымок, дождей и снегопада лежит в пределах 0,6—0,86, а средние квадратические отклонения показаний прибора

Таблица 1

Параметр	Прибор	Дымка	Дымка	Дымка	Дождь	Дождь	Снего-пад
		I сер.	II сер.	III сер.	I сер.	II сер.	
Среднее значение МДВ по приборам (км)	№ 1	3,36	3,32	2,67	3,04	4,42	1,91
	№ 2	4,22	4,03	3,27	4,07	4,89	3,0
	№ 3	3,11	4,56	—	3,45	—	—
	№ 4	4,03	—	3,48	4,53	4,53	2,84
Среднее квадратическое отклонение ряда наблюдений по приборам (км)	№ 1	1,23	0,94	1,15	1,5	2,87	1,04
	№ 2	1,73	1,10	1,36	2,63	2,60	1,90
	№ 3	1,82	1,53	—	2,95	—	—
	№ 4	2,49	—	1,5	1,98	4,0	2,34
Коэффициент корреляции	1—2	0,65	0,57	0,86	0,75	0,71	0,86
	1—3	0,28	0,48	—	0,28	—	—
	1—4	0,21	—	0,40	0,21	0,44	0,34
	2—3	0,42	0,69	—	0,68	—	—
Среднее квадратическое отклонение показаний приборов от показания прибора № 1 (%)	№ 2	60,7	46,0	—	51,7	39,5	73,0
	№ 3	55,0	77,5	—	68,9	—	—
	№ 4	95,3	—	—	113	86,5	103

№ 2 относительно показаний прибора № 1 колеблются от 40 до 73%, что говорит об очень большом различии единичных отсчетов МДВ, произведенных в двух точках, отстоящих друг от друга на расстоянии 1400 м.

Необходимо отметить, что для оценки надежности сделанных нами выводов была изучена связь показаний трех приборов РДВ-2, установленных в одном пункте параллельно друг другу. Измерительная база приборов соответствовала стандартной, принятой на аэродромах и была равна $100 \text{ м} \times 2$. Коэффициент корреляции показаний приборов в этом случае был практически равен 1. Это говорит о том, что случайные приборные погрешности измерения МДВ не искажают изучаемые связи.

При расстоянии между приборами, равном 3000 м, корреляционная связь становится настолько слабой, что она далее мало изменяется при увеличении дистанции между приборами до 40 км. Вычисленные коэффициенты корреляции для этих случаев лежат в пределах 0,28—0,48. Рассмотренные результаты исследований весьма наглядно подтверждают сделанные в работе [4] выводы о роли дистанции осреднения измеряемой величины прозрачности атмосферы или рассеянного света как возможного источника значительных методических погрешностей измерения МДВ.

Данные табл. 1 также показывают, что приборные измерения МДВ, произведенные в данном пункте, репрезентативны для очень ограниченной территории. Это заключение позволяет подвергнуть сомнению рациональность организации наблюдений за видимостью на сети ГМС. Восемь отсчетов значений МДВ, произведенных на

метеостанции в метеорологические сроки, характеризуют случайное состояние прозрачности атмосферы для каждого данного момента измерения на небольшой площади, непосредственно примыкающей к пункту измерений.

Вместе с тем проведенные нами исследования показали, что для построения пространственных корреляционных функций необходимо проведение новых синхронных наблюдений с другим пространственным масштабом размещения регистраторов прозрачности атмосферы, что и должно явиться содержанием дальнейшей работы.

2. Временная изменчивость горизонтальной дальности видимости

В настоящее время статистическая структура полей ветра, температуры, влажности и давления сравнительно хорошо исследована. Изучение временной структуры прозрачности атмосферы было предпринято в 1963—1964 гг. Е. Н. Довгялло [6], получившей структурные функции МДВ в некоторых метеорологических явлениях. Однако существенным недостатком этой работы было то обстоятельство, что минимальный временной интервал при анализе структуры был выбран равным 6 мин. Это привело к некоторому искажению зависимостей, их сглаживанию. При анализе такой весьма изменчивой характеристики, как прозрачность атмосферы, временной интервал, равный 6 мин, малопригоден. Кроме того, наши исследования показали, что результаты изучения временной структуры прозрачности существенно зависят от протяженности того слоя атмосферы, в котором изучается прозрачность. При такой организации эксперимента вносится элемент случайного пространственного осреднения изучаемого параметра, что приводит к искажению изучаемой структуры МДВ. В указанной работе [6] исследовалась прозрачность слоя атмосферы протяженностью 240 м.

Для того чтобы результаты исследования временной структуры поля прозрачности атмосферы были наиболее близки к структуре МДВ в условиях неоднородной атмосферы, в наших исследованиях измерение горизонтальной прозрачности атмосферы (МДВ) производилось с помощью фотоэлектрического фотометра типа М-37 с базой, равной 0,96 км. При такой большой дистанции осреднения дальность видимости в диапазоне от 1 до 5 км измеряется достаточно точно и методическая погрешность, связанная с фиксированной дистанцией осреднения, в этом случае сведена к минимуму.

Процессы изменения прозрачности атмосферы никогда не бывают точно стационарными или однородными. Почти всегда в этом случае мы имеем дело с относительно быстрыми колебаниями прозрачности атмосферы, накладывающимися на медленные ее изменения. Существенные трудности при анализе структуры прозрачности возникают из-за того, что масштабы этих двух типов изменений сравнительно близки. Существует определенное затруднение при использовании статистических методов анализа временной

структуры МДВ в связи с тем, что понятие средней видимости не применяется при практической оценке видимости, поэтому получаемые в результате исследований рекомендации о временных интервалах осреднения МДВ имеют относительную практическую ценность. Результаты этих исследований могут явиться основой для разработки более совершенной, научно обоснованной методики измерения дальности видимости при обслуживании различных видов транспорта.

Измерение горизонтальной МДВ производилось на полевой экспериментальной базе ГГО в пос. Воейково. Прибор измерял среднее значение прозрачности горизонтального слоя атмосферы протяженностью 0,96 км с погрешностью единичного отсчета не более 2%. Погрешность определения МДВ в диапазоне исследования (1—5 км) не превышала 10%.

Фотометр М-37 является практически безынерционным прибором. Регистрация результата измерений велась с помощью малоинерционного электронного потенциометра ЭПП-09 с временем пробега каретки по всей шкале прозрачности (0—100%), равным 1 с. Эта аппаратура позволила при большой скорости протягивания диаграммной бумаги регистрировать небольшие флуктуации прозрачности на отрезке времени около 1 с.

В процессе записи прозрачности атмосферы в различных метеорологических явлениях с большой скоростью протягивания диаграммной бумаги выяснилось, что высокочастотные составляющие с периодом менее 1 мин выражены слабо и амплитуды этих колебаний в основном лежат в пределах приборных погрешностей. Поэтому основная масса материала, подвергнутого анализу, была получена путем выборки информации из диаграммных лент регистрации прозрачности атмосферы с шагом, равным 1 мин.

За основную характеристику изменчивости прозрачности атмосферы была принята структурная функция. В случае временной структуры структурная функция случайного процесса флуктуаций прозрачности представляет собой средний квадрат разности значений прозрачности на концах исследуемого интервала времени, т. е.

$$D_{\varepsilon} = [f(t) - f(t + \tau)]^2, \quad (1)$$

где τ — временной сдвиг.

Известно, что форма структурной функции не зависит от периода интегрирования, если временной сдвиг не настолько велик, чтобы изменение среднего играло роль. Погрешность структурной функции прозрачности возрастает при увеличении τ из-за ограниченности длины ряда наблюдений.

При анализе временной структуры МДВ возникает затруднение, связанное с тем, что во многих случаях ее среднее значение изменяется нелинейно. Можно было бы для расчета структурных функций использовать приращения более высокого порядка, как рекомендовано в работе [7], однако из-за большой погрешности измерения МДВ (10%) ошибка определения конечных разностей более

высоких приращений будет очень высока и поэтому эту методику невозможно использовать.

С учетом всего сказанного ранее анализировались стационарные участки, где среднее значение МДВ было достаточно стабильным во времени.

На лентах регистрации шкала времени и шкала прозрачности (в процентах) линейные, а шкала изучаемой МДВ логарифмическая. Для того чтобы выполнялось условие линейности приращения, структурные функции рассчитывались для $\ln S_M$.

На рис. 1 приведены структурные функции логарифма МДВ для снегопадов, дождей и дымок, полученные на основании анализа сравнительно ограниченного материала наблюдений. К ана-

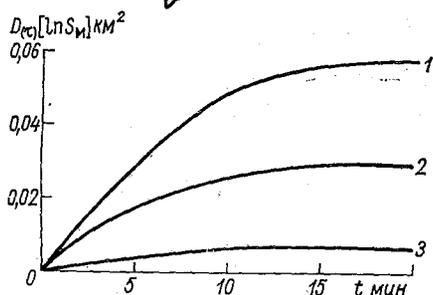


Рис. 1. Временные структурные функции логарифма МДВ для снегопадов (1), дождей (2) и дымок (3).

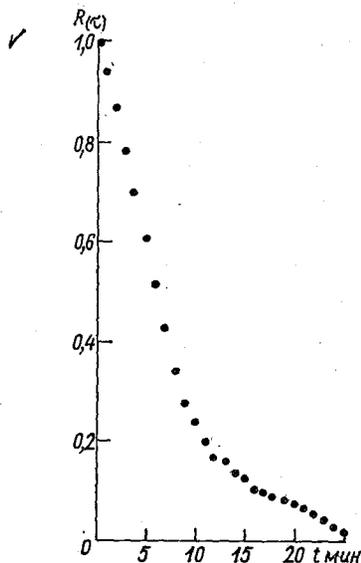


Рис. 2. Временная корреляционная функция МДВ для снегопадов.

лизу привлекались те участки записи флуктуаций МДВ, на которых уровень среднего значения был примерно одинаковым. Из рисунка 1 видно, что снегопады являются наиболее изменчивым во времени метеорологическим явлением, вызывающим значительные флуктуации прозрачности атмосферы.

Для стационарных участков записи рассчитывались корреляционные и спектральные функции. Корреляционная функция вычислялась по следующей формуле:

$$R(\tau) = 1 - \frac{D_\tau}{2\sigma^2}, \quad (2)$$

где σ^2 — дисперсия ряда наблюдений.

Пример временной корреляционной функции для снегопадов представлен на рис. 2. Вид корреляционной функции для дождей аналогичен этой функции. Из рисунка следует, что время корреляции для достаточно стационарного процесса флуктуаций МДВ в снегопадах равно примерно 15 мин.

При определении спектральной функции использовалась следующая зависимость:

$$S_{(\omega)} = \frac{2}{\pi} \int_0^{\infty} R_{\tau} \cos \omega \tau d\tau, \quad (3)$$

где $S_{(\omega)}$ — спектральная плотность стационарной случайной функции, $\omega = 2\pi/T$ — круговая частота, T — период осреднения.

Практически более удобно пользоваться нормированной спектральной плотностью

$$S_p = \frac{S_{(\omega)}}{\int_0^{\infty} S_{(\omega)} d\omega}, \quad (4)$$

где $\int_0^{\infty} S_{(\omega)} d\omega$ — площадь, ограниченная кривой $S_{(\omega)}$.

Для расчета спектров нами использовалась корреляционная функция, которая из-за малости длины ряда измерения МДВ вычислялась по методу удвоения рядов. Возможность такого удвоения допустима ввиду стационарности выбранного участка записи.

Для расчета спектров применялась профильтрованная корреляционная функция

$$\rho_{(\tau)} = R_{(\tau)} \frac{\sin y}{y}, \quad (5)$$

где $y = \pi n/0,1N$, а N — число членов ряда измерений. Действие фильтра $\sin y/y$ сводится к сильному ослаблению частот, лежащих ниже $\omega = \pi/0,1N$. Частоты, лежащие ниже указанного предела, связаны с изменением медленно меняющегося среднего и вносят большую ошибку в определение исследуемого спектра.

Из-за ограниченности ряда наблюдений при достаточно большом τ относительная точность определения $\rho_{(\tau)}$ становится низкой. При заданном T максимально допустимое время τ , а также минимальная ширина полосы частот ограничены.

Так, например, для гауссовского процесса с экспоненциальной корреляционной функцией в работе [7] приводится следующее соотношение, связывающее максимальное τ и время интегрирования T при заданной точности ε :

$$T = \frac{4\sqrt{2}\tau}{\varepsilon^2}. \quad (6)$$

Для точности 20% $T \approx 141\tau$.

Погрешность расчета $D_{(\tau)}$ и $R_{(\tau)}$ существенно зависит от длины ряда измерений, однако при анализе флуктуаций МДВ было весьма затруднительно получить большие ряды измерений при условии стационарности.

На рис. 3 приведены временные безразмерные спектральные функции МДВ в снегопадах и дождях и временная безразмерная

спектральная функция прозрачности атмосферы в дымке. В области более высоких частот спектры в логарифмическом масштабе имеют линейный участок, соответствующий степенной зависимости спектральной функции от частоты. Значения показателя степени для снегопадов и дымок порядка 2, для дождей 2,7, т. е. весьма сильно отличаются от теоретического. Это отклонение связано с тем, что поле МДВ сильно изменчиво и подвержено влиянию многих случайных внешних факторов. Критерий стационарности анализируемых участков флуктуаций МДВ во многих случаях является приближенным.

Все приведенные формулы (1)–(5) имеют дискретные аналоги, которые и применялись при расчетах. Расчеты выполнены на ЭВМ М-220. При статистическом анализе временной структуры МДВ мы получаем характеристики периодов осреднения, которые обеспечивают минимальную дисперсию среднего значения МДВ. Однако практически в авиации не пользуются средними значениями видимости, поэтому необходимо было ввести дополнительную характеристику, которая определяла бы изменчивость МДВ в различных метеорологических условиях и явилась бы критерием при определении предельного допустимого времени осреднения (инерции приборов) при осуществлении измерений для нужд авиации.

Если производить сравнение значений МДВ в начальный момент времени t_0 с ее значением в момент t для периодов быстрых и устойчивых возрастаний или спадов прозрачности, то относительное отклонение (относительно начального значения) величины МДВ можно рассматривать как некоторую случайную ошибку измерений, которая возникла бы при осуществлении осреднения за период, пропорциональный вышеуказанному отрезку времени ($t_0 - t$).

Для авиации важны наиболее сложные, предельные условия изменчивости видимости, поэтому из всей имеющейся информации

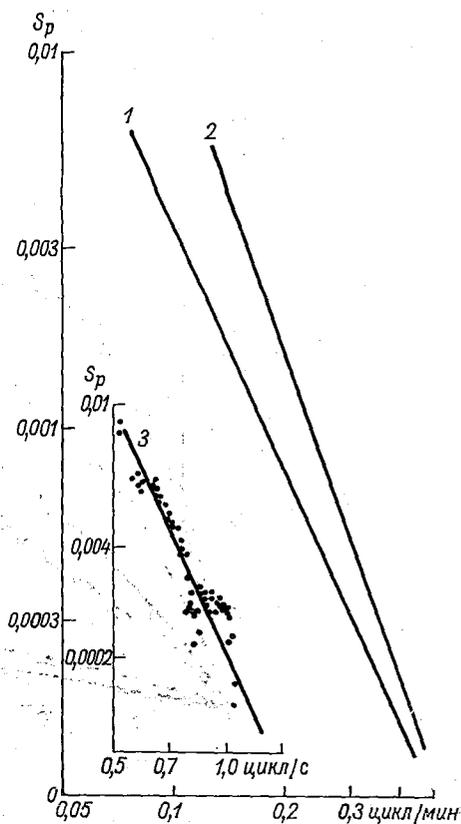


Рис. 3. Временные безразмерные спектральные функции МДВ в снегопадах (1) и дождях (2) и временная безразмерная спектральная функция прозрачности в дымке (3).

выбирались участки быстрых спадов и нарастаний МДВ и рассчитывались относительные отклонения по формуле

$$\frac{\Delta S_M}{S_M} = \frac{S_M(t_0) - S_M(t)}{S_M(t_0)} \quad (7)$$

Далее, представляя относительное отклонение как функцию времени для предельных условий, можно определить предельное время осреднения (инерция прибора) и время, в течение которого

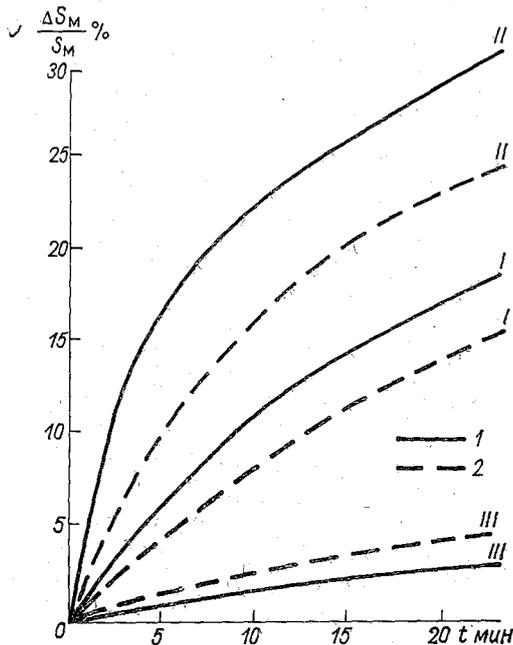


Рис. 4. Временная изменчивость МДВ в снегопадах (I) и дождях (2).

I — средние значения, II и III — предельные значения.

действительно измеренное значение МДВ с заданной погрешностью. Эти характеристики имеют реальное практическое значение при метеорологическом обслуживании авиации.

На рис. 4 представлены результаты расчетов относительной изменчивости видимости в снегопадах и дождях. Кривая I представляет собой среднюю изменчивость МДВ в снегопадах, полученную как результат осреднения по 19 реализациям процесса, кривые II и III — предельные значения изменчивости МДВ в снегопадах. Из рисунка видно, что даже относительное среднее отклонение через 15 мин может достигать 15% первоначальной величины. В предельных случаях за это время ошибка превышает 25%. Из этого следует, что существующая в настоящее время практика передачи метеорологической информации со скважностью во времени 5—

15 мин для МДВ мало обоснована. При оперативной работе авиации в области взлетно-посадочных минимумов необходимо передавать информацию о значениях МДВ со скважностью, равной 1—2 мин. В случае снегопадов в течение 1 мин первоначальное значение МДВ может изменяться на 5%.

На рис. 4 представлена также изменчивость МДВ в дождях. Изменение видимости во времени здесь несколько меньше, чем в снегопадах. Среднее значение отклонения (кривая I) за 15 мин достигает 10%, а предельное (кривые II и III) за это же время — 20%. Среднее значение $\Delta S_M/S_M$ получено путем осреднения по 10 реализациям.

Рассмотренные результаты исследования временной изменчивости МДВ в силу ограниченности объема использованного материала наблюдений еще не позволяют сделать широкие обобщающие выводы практической целенаправленности, однако полученные результаты показывают большую пространственно-временную изменчивость МДВ, которая должна учитываться при разработке более совершенной методики определения характеристик дальности видимости при метеорологическом обслуживании авиации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горышин В. И. Серийный образец компенсационного фотометра для измерения и регистрации прозрачности атмосферы. — «Тр. ГГО», 1968, вып. 213, с. 48—58.
2. Koschmider H. Theorie der horizontalen Sichtweite Beiträge. — "Z. Phys. freien Atm.", 1926, R XII, Nr. 1, S., 33—35, Nr 3, S. 171—181.
3. Гаврилов В. А. Видимость в атмосфере. Л., Гидрометеоиздат, 1966. 324 с.
4. Горышин В. И., Корниенко В. И. О репрезентативности измерений метеорологической дальности видимости фотометрами с малой измерительной базой. — «Тр. ГГО», 1972, вып. 279, с. 80—84.
5. Горышин В. И. О методике измерения дальности видимости при метеорологическом обслуживании авиации. — «Тр. ГГО», 1973, вып. 312, с. 50—64.
6. Довгялло Е. Н. О статистических закономерностях изменения видимости. — В кн.: Труды 5-го Межведомственного совещания по актинометрии и атмосферной оптике М., «Наука», 1964, с. 203—205.
7. Яглом А. М. Корреляционная теория процессов со случайными n -ми приращениями. — «Матем. сб.», 1955, 37(79), № 1, с. 141—196.
8. Ламли Д. Л., Пановский Г. А. Структура атмосферной турбулентности. М., «Мир», 1966. 264 с.

К ВОПРОСУ О ТОЧНОСТИ ИЗМЕРЕНИЯ ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ ОЗОНА ФИЛЬТРОВЫМИ ОЗОНОМЕТРАМИ НА МОРЯХ И ОКЕАНАХ

Для измерения общего содержания озона (Ω) на морях и океанах используется в основном самолетный озонометр конструкции Г. П. Гущина, представляющий собой электрический фотометр с двумя стеклянными светофильтрами [4]. Величины Ω определяются по озонной номограмме, если известны отношение двух отсчетов для первого и второго светофильтров $\frac{I_1}{I_2} k_T$ (k_T — температурный коэффициент градуировки озонометра) и высота солнца θ в момент наблюдения [4, 14].

При построении озонных номограмм ослабление света аэрозолями считается нейтральным, и расчет их происходит по формуле

$$\frac{I_1}{I_2} = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} w_{\lambda} S_{0, \lambda} \cdot 10^{-\alpha_{\lambda} \Omega \mu - \beta_{\lambda} m} d\lambda}{\int_{\lambda_3}^{\lambda_4} w'_{\lambda} S_{0, \lambda} \cdot 10^{-\alpha_{\lambda} \Omega \mu - \beta_{\lambda} m} d\lambda}, \quad (1)$$

где w_{λ} и w'_{λ} — спектральная чувствительность прибора в относительных единицах в области пропускания первого и второго светофильтров соответственно; $S_{0, \lambda}$ — монохроматический поток радиации с длиной волны λ за пределами атмосферы; α_{λ} — десятичный коэффициент поглощения озоном излучения, длина волны которого λ ; β_{λ} — оптическая толщина чистой (релеевской) атмосферы для длины волны λ ; μ и m — озонная и атмосферная воздушные массы соответственно; (λ_1, λ_2) и (λ_3, λ_4) — границы спектральных интервалов первого и второго светофильтров соответственно.

Однако допущение о независимости ослабления света аэрозолями от длины волны редко оправдывается в реальных условиях, и поэтому в действительности величина отношения равна

$$\frac{I_1}{I_2} = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} w_{\lambda} S_{0, \lambda} \cdot 10^{-\alpha_{\lambda} \Omega \mu - \beta_{\lambda} m} d\lambda}{\int_{\lambda_3}^{\lambda_4} w'_{\lambda} S_{0, \lambda} \cdot 10^{-\alpha_{\lambda} \Omega \mu - \beta_{\lambda} m} d\lambda} \cdot 10^{-m(\delta_{\lambda_1, m} - \delta_{\lambda_2, m})}, \quad (2)$$

где $\delta_{\lambda_1, m}$ и $\delta_{\lambda_2, m}$ — оптические толщины аэрозоля в максимумах спектральной чувствительности для первого и второго светофильтров соответственно; $\lambda_{1, m} = 318 \div 328$ нм, $\lambda_{2, m} = 369$ нм.

Так как в подавляющем большинстве случаев разность $(\delta_{\lambda_1, m} - \delta_{\lambda_2, m}) > 0$ [2, 6], то появление дополнительного множителя $10^{-m(\delta_{\lambda_1, m} - \delta_{\lambda_2, m})}$ в формуле (2) приводит к возникновению фиктивного суточного хода озона с минимумом в полдень, для исключения которого вводится аэрозольная поправка

$$a = 10^{m(\delta_{\lambda_1, m} - \delta_{\lambda_2, m})}. \quad (3)$$

Методика введения аэрозольной поправки в показания фильтровых озонметров разработана Г. П. Гушиным [9]. Окончательная формула для вычисления разности $\delta_{\lambda_1, m} - \delta_{\lambda_2, m}$ имеет вид

$$\delta_{\lambda_1, m} - \delta_{\lambda_2, m} = \delta_{\lambda_2, m} \left[\left(\frac{\lambda_{1, m}}{\lambda_{2, m}} \right)^{3-n} - 1 \right], \quad (4)$$

где n — показатель Юнге в формуле распределения аэрозольных частиц по размерам [17]. Показатель n определяется из соотношения

$$\frac{\delta_{\lambda_2, m}}{\delta_{\lambda_3, m}} = \left(\frac{\lambda_{2, m}}{\lambda_{3, m}} \right)^{3-n}, \quad (5)$$

где $\delta_{\lambda_3, m}$ — оптическая толщина аэрозоля в максимуме пропускания третьего светофильтра озонметра ($\lambda_{3, m} = 530$ нм).

Таким образом, для расчета аэрозольной поправки необходимы данные измерений оптических характеристик аэрозоля. На судах же аэрозольные наблюдения, как правило, не проводятся. В связи с этим непосредственный расчет величины a отпадает и остаются лишь приближенные способы ее оценки.

В настоящей статье предлагается метод определения аэрозольной поправки по сопутствующим актинометрическим наблюдениям. Для этой цели используются графические связи оптических толщин аэрозоля $\delta_{\lambda_2, m}$ и $\delta_{\lambda_3, m}$ с величинами фактора мутности T , приведенными по методу С. И. Сивкова [13, 15] к высоте солнца 30° (рис. 1). Графики построены по данным наблюдений в открытом океане (на расстоянии более 250 миль от берега), проводившихся в 1968—1969 гг. на НИС «Академик Королев». Полученные соотношения можно использовать для вычисления аэрозольной поправки a , если параллельно с озонметрическими проводить также и актинометрические наблюдения.

Величина a вводится в виде множителя в отношение I_1/I_2 и позволяет исключить погрешность, связанную с аэрозолями. Но для этого озонметр предварительно градуируется с учетом аэрозольной

поправки, и коэффициенты градуировки определяются по формуле

$$k_{T, a} = \frac{(I_1/I_2)_H}{(I_1/I_2)a'} \quad (6)$$

где $(I_1/I_2)_H$ — величина отношения, которая находится по озонной номограмме по высоте солнца и общему содержанию озона, определенному в момент измерения по спектрофотометру Добсона; a' — аэрозольная поправка в момент градуировки. Для входа в озонную номограмму используется произведение $(I_1/I_2)k_{T, a}$ (a — аэрозольная поправка, определенная в месте измерения озона).

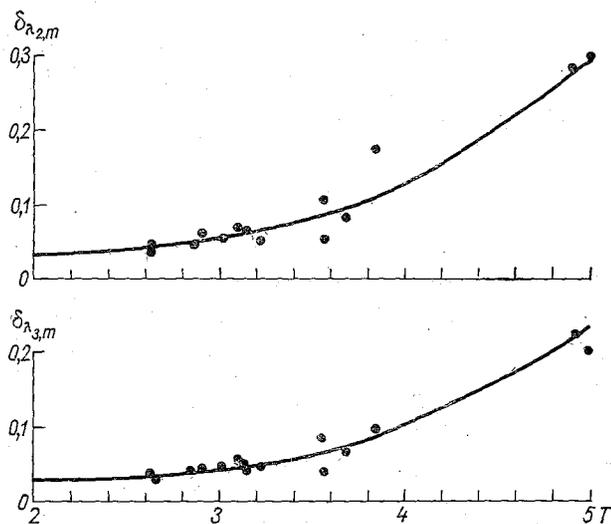


Рис. 1. Графики связи между оптическими толщинами аэрозоля $\delta_{\lambda_{2,m}}$ и $\delta_{\lambda_{3,m}}$ для длин волн 369 и 530 нм соответственно и величинами фактора мутности T .

Обычно же аэрозольную поправку не учитывают, и коэффициент градуировки озонметра определяется по формуле

$$k_T = \frac{(I_1/I_2)_H}{I_1/I_2} \quad (7)$$

Тогда из выражений (6) и (7) получим, что

$$\frac{I_1}{I_2} k_{T, a} = \frac{I_1}{I_2} k_T \frac{a}{a'} \quad (8)$$

Таким образом, в случае судовых измерений для исключения аэрозольной погрешности в озонную номограмму нужно входить с выражением, отличающимся от прежнего на множитель a/a' .

Как уже отмечалось выше, аэрозольные наблюдения на судах не проводятся. Величины a' за прошлые годы определить сейчас

невозможно. Можно оценить лишь среднюю для океанов величину аэрозольной погрешности при измерении общего содержания озона. Аналогичная задача для сети станций уже была решена в работе [8].

Поскольку градуировки озонметров проводились в Воейково в марте—июне, можно принять для расчетов средние параметры аэрозоля: $\delta_{\lambda_2, m} = 0,100$, $n = 4$. При этом среднее значение аэрозольной поправки a' для высот солнца $20-50^\circ$ будет равно 1,07. Тогда средний поправочный множитель a/a' определяется соотношением

$$a_1 = a/a' = 0,935a, \quad (9)$$

а средняя относительная аэрозольная погрешность, согласно работе [8], находится из формул:

$$f = 2(a_1 - 1) \cdot 100\% \text{ для } 10^\circ \leq \theta \leq 25^\circ, \quad (10)$$

$$f = 2,5(a_1 - 1) \cdot 100\% \text{ для } \theta = 25^\circ. \quad (11)$$

Знак минус перед f означает, что измеренные значения озона меньше действительных.

Определив по графикам (рис. 1) оптические толщины аэрозоля для разных значений T и произведя расчет аэрозольной поправки a , получим по формулам (3), (10) и (11) величины относительной аэрозольной погрешности при разных значениях фактора мутности (табл. 1). Таблицу 1 теперь можно использовать для определения аэрозольной поправки f .

Таблица 1

Относительная аэрозольная погрешность измерения общего содержания озона (%) в открытых районах океана в зависимости от величины фактора мутности T

T	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
2	-13,7	-13,5	-13,3	-13,1	-12,9	-12,7	-12,5	-12,2	-12,0	-11,8
3	-11,5	-11,3	-11,0	-10,6	-10,2	-9,6	-9,0	-8,3	-7,6	-6,7
4	-5,8	-4,9	-3,7	-2,8	-1,8	-0,6	0,5	1,7	2,7	4,0

Для средних значений замутненности атмосферы в Тихом океане [3] и Северной Атлантике величины аэрозольных поправок получились равными в среднем около -12 и $-10,5\%$ соответственно (табл. 2). Величины фактора мутности T в табл. 2 вычислены по материалам работы [11]. Аналогичные величины f получились также для Атлантического и Индийского океанов в 1968—1969 гг. (табл. 3). Для сравнения в табл. 3 приведены аэрозольные поправки, рассчитанные по данным непосредственных аэрозольных наблюдений. Величины $\delta_{\lambda_2, m}$ и n взяты из работы [2].

Таблица 2

Средние значения фактора мутности T и относительной аэрозольной поправки f % на разных широтах Тихого и Атлантического океанов

	Северная широта, град.						Южная широта, град.					
	60	50	40	30	20	10	0	10	20	30	40	50
Тихий океан												
T		2,99	2,80	2,94	3,12	3,08	2,94	3,12	2,89	2,66	2,85	2,34
f		-11,5	-12,0	-11,7	-11,2	-11,3	-11,7	-11,2	-11,8	-12,3	-11,9	-13,0
Атлантический океан												
T	2,50	2,76	3,03	3,36	3,57	3,72						
f	-12,7	-12,1	-11,4	-10,4	-9,2	-8,2						

Таблица 3

Величины относительной аэрозольной поправки f_1 и f_2 % соответственно для Атлантического и Индийского океанов, рассчитанные по величине фактора мутности T и по данным непосредственных аэрозольных наблюдений

Дата	Координаты		Исходные данные			f_1	f_2
	широта	долгота	T	$\delta_{\lambda_2, m}$	n		
11 VIII 1968	25° 40' Ю	10° 02' В	3,55	0,110	3,7	-9,3	-5,0
12 VIII	30 25	14 00	2,63	0,049	4,0	-12,4	-10,0
18 VIII	24 53	51 10	2,63	0,036	3,4	-12,4	-13,8
19 VIII	22 05	57 51	2,90	0,061	3,9	-11,8	-7,5
21 VIII	19 05	66 56	3,10	0,071	3,6	-11,3	-10,0
23 VIII	17 21	77 37	3,13	0,064	3,6	-11,2	-11,2
24 VIII	16 26	83 07	3,13	0,064	3,9	-11,2	-7,5
25 VIII	14 43	89 06	3,01	0,053	3,8	-11,5	-10,0
8 II 1969	4 40 С	64 50	2,85	0,043	3,0	-11,9	-16,2
20 II	0 10 Ю	89 52	3,57	0,050	3,5	-9,2	-11,2
4 III	29 52	35 20	3,22	0,048	3,2	-10,9	-15,0
13 III	1 08	9 36 З	3,68	0,082	3,7	-8,4	-7,5
Среднее						-10,7	-10,9

Как видно из табл. 2 и 3, оба способа расчета аэрозольной поправки приводят почти к одним и тем же результатам. Максимальные различия в некоторые дни достигали 4%, а среднее для океанов значение f получается одинаковым в обоих случаях.

На основании данных табл. 2 и 3 для районов океана, удаленных от берега более чем на 250 миль, среднюю аэрозольную поправку к средним дневным величинам Ω можно принять равной —11%.

В работе [2] было показано, что среднее количество аэрозольных частиц над океанами примерно вдвое меньше, чем над континентами. Поэтому по мере приближения к берегу аэрозольная составляющая атмосферы возрастает, а поправка f стремится к нулю. Исходя из этого предположения величины f приняты равными —8, —4 и 0% для районов океана, удаленных от берега соответственно на 250—120, 120—60 и менее 60 миль.

Так как аэрозольная поправка важна в основном для средних дневных величин Ω , то при расчетах использовались некоторая средняя эффективная длина волны $\lambda_{1,m} = 324$ нм и высота солнца θ , равная 34° . Использование средних значений $\lambda_{1,m}$ и θ не приводит к ощутимым погрешностям в определении аэрозольной поправки. Даже при расчете по экспериментальным значениям $\lambda_{1,m}$ и θ величины a отличаются друг от друга не более чем на 2%.

Таким образом, пренебрежение влиянием аэрозоля приводит к занижению величин общего содержания озона над океанами в среднем на 11%. Однако поправка f , как это видно из табл. 2 и 3, может отличаться от среднего значения на 3—5%. Величину $\Delta f = \pm 4\%$ можно принять за погрешность определения средних дневных величин общего содержания озона, связанную с использованием во всех случаях постоянной аэрозольной поправки (11%).

Помимо аэрозольной погрешности, точность определения общего содержания озона будет зависеть от погрешностей регистрации потоков радиации и метода расчета величин Ω . При нормальных рабочих условиях (оптимальном режиме работы усилителя, правильной юстировке и точной наводке прибора на Солнце) и отсутствии внешних влияний отношение I_1/I_2 измеряется с точностью $\pm 1\%$, что соответствует погрешности обычного фотоэлектрического прибора [7]. Экспериментальная оценка этой погрешности приводит к такому же результату. Например, при наблюдениях, выполненных 8 марта 1973 г. в течение коротких промежутков времени (табл. 4), средние квадратические ошибки одного измерения (σ) для каждой группы значений I_1/I_2 составляли $\pm 0,001$, $\pm 0,0045$ и $\pm 0,005$. Значение σ , как известно, характеризует не ошибку, которая имеет место при каждом измерении, а распределение ошибок. В частности, вероятность того, что случайная ошибка по своей абсолютной величине не превзойдет утроенного значения σ , равна 0,997. Таким образом, с вероятностью, близкой к достоверности, истинное значение измеряемого отношения I_1/I_2 лежит в интервале $[\overline{I_1/I_2} - 3\sigma, \overline{I_1/I_2} + 3\sigma]$ ($\overline{I_1/I_2}$ — среднее значение отношения I_1/I_2 в какой-либо серии измерений). Результат, отклоняющийся от среднего арифметического на величину, превышающую 3σ , можно считать промахом. Тогда точность единичного измерения будет характеризоваться выражением

$$\eta_0 = \pm \frac{3\sigma}{I_1/I_2} \cdot 100\% \quad (12)$$

числовые значения которого в рассматриваемых случаях равны $\pm 0,3$, $\pm 1,2$ и $\pm 1,3\%$. Среднее из этих трех величин η_0 ($\pm 0,9\%$)

совпадает с оценкой погрешности измерения величины I_1/I_2 фильтровым озонметром [7].

Таблица 4

Величины отношений I_1/I_2 , измеренные по прямому солнечному свету озонметром М-83 № 125. Карадаг, 8 марта 1973 г. Ясно, помутнение

Номера отсчетов	I_1	I_2	I_1/I_2	Номера отсчетов	I_1	I_2	I_1/I_2
Серия 1. 11 ч 46 мин — 11 ч 51 мин (моск. вр.). $\theta = 37,6 \div 37,9^\circ$				Серия 3. 12 ч 23 мин — 12 ч 33 мин. $\theta = 39,5 \div 39,9^\circ$			
1—4	29,5	27,5	1,071	1—4	31,0	27,5	1,128
5—7	29,0	27,0	1,074	5	30,5	27,0	1,131
8—10	29,5	27,5	1,071	6—18	30,0	26,5	1,133
11—35	29,0	27,0	1,074	19	29,5	26,0	1,136
		Среднее	1,073	20	30,0	26,5	1,133
		$\sigma = \pm 0,001$		21	31,0	27,5	1,128
Серия 2. 11 ч 52 мин — 11 ч 55 мин. $\theta = 38,0 \div 38,2^\circ$				22	31,5	28,0	1,126
1—4	29,5	27,0	1,092	23—28	32,0	28,0	1,142
5—16	30,0	27,5	1,091				
17	30,0	28,0	1,071				
18—19	30,0	27,5	1,091				
20	29,5	27,0	1,091				
		Среднее	1,090			Среднее	1,134
		$\sigma = \pm 0,0045$				$\sigma = \pm 0,005$	

Погрешность $\pm 1\%$ при нахождении отношения I_1/I_2 приводит в свою очередь к ошибке определения величин Ω , равной $\pm 2,5\%$. При этом предполагается, что погрешности параметров k_t , α_λ , β_λ , $S_{0,\lambda}$, ω_λ и θ равны нулю. Величину $\pm 2,5\%$ можно принять за погрешность метода измерения общего содержания озона приборами со светофильтрами в релейской атмосфере.

Однако точность определения общего содержания озона, предусмотренная методикой, практически недостижима при наблюдениях, так как внешние влияния и просчеты наблюдателя могут приводить к дополнительным погрешностям. Даже при наблюдениях в течение небольших промежутков времени (около 40 мин) точность отдельного определения величины Ω (η_Ω), согласно данным работы [1], может изменяться от $\pm 1,6$ до $\pm 14,6\%$. Среднее значение η_Ω составило $\pm 6,8\%$.

Величины η_Ω вычислялись по формуле

$$\eta_\Omega = \pm \frac{3\sigma_\Omega}{\bar{\Omega}} \cdot 100\% \quad (13)$$

где

$$\sigma_\Omega = \pm \sqrt{\frac{\sum (\Omega - \bar{\Omega})^2}{n-1}} \quad (14)$$

есть средняя квадратичная ошибка единичного измерения, $\bar{\Omega}$ — среднее значение общего содержания озона в какой-либо серии измерений, n — количество наблюдений в рассматриваемой серии.

Поскольку средняя квадратичная ошибка среднего арифметического уменьшается с увеличением количества наблюдений, точность определения средних дневных значений Ω , зависящая лишь от случайных погрешностей измерений, будет находиться из выражения

$$\eta_{\bar{\Omega}} = \pm \frac{\eta_{\Omega}}{\sqrt{m}} \% = \pm \frac{6,8}{\sqrt{m}} \% \quad (15)$$

где m — число наблюдений за день. При возрастании m от 6 до 20 погрешность $\eta_{\bar{\Omega}}$ уменьшается от $\pm 2,8$ до $\pm 1,5\%$.

Вычисляемая по формуле (15) погрешность измерения величин $\bar{\Omega}$ является минимально возможной. Обычно же в процессе длительной эксплуатации прибора имеют место небольшие отклонения от нормальной его работы, которые заметно не проявляются при каждом измерении, но обнаруживаются при статистическом анализе (например, по возрастанию средних квадратичных погрешностей).

Одной из причин, приводящей к дополнительным погрешностям измерения озона, может явиться нарушение линейной зависимости между силой падающего света и силой фототока во внешней цепи фотоэлемента. Связано это с использованием в озонаторах в качестве приемников света фотоэлементов с внешним фотоэффектом. Основным недостатком названных фотоэлементов является их малая интегральная чувствительность, вследствие чего они требуют применения ламповых усилителей (в озонаторах используются лампы 1НЗС), которые и вносят нелинейные искажения в величину выходного сигнала. Отклонения от линейности, связанные с утомлением фотокатода, менее вероятны, так как они наблюдаются при длительном непрерывном освещении фотоэлемента достаточно ярким светом. При измерениях же озона фотоэлемент освещается всего 1—2 мин в течение часа.

На озонметрических станциях линейность фотоэлектрической системы озонметра проверяется один раз в неделю с помощью нейтрального светофильтра НС-7 с известной кривой пропускания. Для этой же цели устанавливается светофильтр озонметра, выделяющий участок спектра со средней длиной волны около 530 нм. Затем с помощью озонметра измеряется пропускание нейтрального светофильтра при разных отсчетах на шкале микроамперметра и разных чувствительностях. Совпадение пропусканий светофильтра НС-7 (с точностью до 1%), измеренных озонметром и вычисленных по паспорту, свидетельствует о линейности прибора. Если же имели место нелинейные искажения сигнала, то при наличии систематических контрольных измерений всегда можно внести исправления в отсчеты I_1 и I_2 . В самолетных озонаторах, которыми до последнего времени измерялось общее содержание озона на океанах,

такой возможности не было предусмотрено. Поэтому выявить ошибки, связанные с нарушением линейности озонометров, теперь невозможно.

Проверка линейности самолетных озонометров осуществлялась иногда лишь во время градуировки.

При градуировках приборов проводились также оптические юстировки озонометров с целью установления параллельности оптических осей целика и тубуса. Юстировку самолетного озонометра осуществляют два человека: один наблюдатель наводит прибор на Солнце, а второй следит за отсчетами по микроамперметру. Смещая слегка прибор в ту или иную сторону, добиваются, чтобы на пульте управления получился максимальный отсчет. При этом в случае правильной юстировки прибора солнечный зайчик будет находиться в центре внутреннего круга целика. Если же зайчик отклоняется от центра, то, передвигая прицельное стекло, добиваются нужного положения. В некоторых случаях не удается добиться требуемого соответствия, и тогда приходится несколько разворачивать фотоэлемент. Юстировка прибора обычно не нарушается, если наблюдатель аккуратно обращается с озонометром.

При работе в море появляются дополнительные трудности, которые могут приводить к погрешностям при измерениях.

Организация озонометрических наблюдений на судах начинается с выбора места для наблюдений. При этом по возможности должны выполняться следующие условия: место наблюдения должно быть достаточно высоко от поверхности океана, чтобы свести к минимуму забрызгивание прибора; площадка для наблюдений должна быть достаточно открыта и велика, чтобы при изменении положения Солнца или курса судна всегда можно было бы произвести измерение, не перемещая прибор на большие расстояния; для измерения высоты Солнца секстаном горизонт в сторону Солнца всегда должен быть открыт; и, наконец, место наблюдения не должно быть слишком удалено от метеорологической лаборатории. Более всего поставленным условиям отвечает площадка верхнего мостика. Кроме того, защитный козырек, укрепляемый по всей ширине мостика, часто при сильном волнении спасает прибор и наблюдателя от заливания морской водой. Только при сильном ветре с кормы, приносящем дым из трубы, и работе судовой радиостанции проводить наблюдения на верхнем мостике становится невозможно и приходится переносить прибор на другое место. При выборе нового места наблюдения предпочтение следует отдавать кормовой части судна, так как в носовой части больше вероятность забрызгивания.

Дым из трубы не всегда явно мешает измерениям. В некоторых случаях (особенно при нахождении судна в дрейфе) при беглом взгляде создается впечатление, что дым из трубы вообще не идет. Только присмотревшись внимательнее, можно заметить дрожание воздуха над трубой, аналогичное конвективным струям над раскаленными поверхностями. И если при наблюдениях свет от Солнца будет попадать в прибор, пройдя предварительно через слой этого

хотя и почти прозрачного дыма, результат измерения будет искаженным. Иногда это постороннее влияние удается обнаружить по скачкам отсчетов I_1 и I_2 и их отношений в какой-либо серии измерений; в других же случаях внесенная погрешность остается незамеченной.

Работа судовой радиостанции создает обычно значительные помехи в работе озонметра, которые сразу же обнаруживаются по колебаниям стрелки микроамперметра. Но иногда помехи бывают настолько незначительными, что при закрытом тубусе стрелка колеблется около нуля, отклоняясь на половину или одно деление в ту и другую сторону. При наведенном на Солнце приборе эти колебания вообще трудно улавливаются. Неопытный наблюдатель может отнести эти отклонения стрелки за счет вибрации судна. Поэтому следует всегда иметь в виду, что вибрация судна никаких отклонений стрелки микроамперметра не вызывает. Только при качке судна, когда прибор находится в нерабочем состоянии, возможны небольшие плавные колебания стрелки. Перемена же быстрых колебаний всегда связана с электромагнитными влияниями. Избавиться от помех, создаваемых радиостанцией, довольно легко: достаточно лишь перенести прибор на корму или заранее согласовать сроки наблюдений с графиком работы радистов.

Дым и радиостанция, хотя и создают помехи в работе, могут приводить к ощутимым ошибкам при измерении озона лишь в редких случаях. Из всех влияний, связанных со спецификой работы на судах и вносящих погрешность в определения величины Ω , наибольшую роль играет качка судна. Обычно измерение по озонметру производит один наблюдатель. И нужен значительный навык, чтобы при качке судна удерживать наведенный на Солнце прибор и одновременно производить отсчет по микроамперметру. Некоторым наблюдателям затруднительно даже просто удерживать в руках головку озонметра в строго определенном положении. Среди озонметров встречаются приборы, у которых даже при незначительном отклонении тубуса происходят довольно большие колебания отсчетов I_1 и I_2 . В другой же группе приборов перемещение зайчика в пределах всего внутреннего круга целика не вызывает отклонений стрелки микроамперметра; эти озонметры предпочтительнее для судовых станций.

Все замечания, изложенные выше, желательно учитывать при подборе наблюдателя, организации и проведении озонметрических измерений на судах. По крайней мере лица с небольшим опытом работы должны проводить наблюдения вдвоем.

Для определения высоты Солнца на судах используется секстан, представляющий собой угломерный инструмент, действие которого основано на законе отражения света от плоских зеркал. Секстан (рис. 2) состоит из следующих основных частей: 1) лимба CD ; 2) алидады M , которая движется по лимбу; 3) плоского подвижного зеркала P_2 , находящегося на алидаде в центре ее вращения; 4) второго плоского зеркала P_1 , называемого малым и укрепленного неподвижно против трубы F ; 5) трубы для наблюдений F .

Схема действия секстана показана на рис. 2. Для измерения высоты Солнца над горизонтом наблюдатель должен держать секстан за рукоятку так, чтобы плоскость его была вертикальна, и направлять его так, чтобы прямым зрением через верхнюю часть малого зеркала P_1 , которая не покрыта амальгамой (на чертеже не заштриховано), видеть в середине поля зрения трубы черту истинного горизонта. Пусть от какой-либо точки горизонта луч света попадает в трубу F по пути AKO' . От той же точки горизонта при определенном положении алидады свет в трубу может попасть по пути $A'O'KO'$, отразившись предварительно от зеркал P_2 и P_1 . Так как линия горизонта находится очень далеко от инструмента по

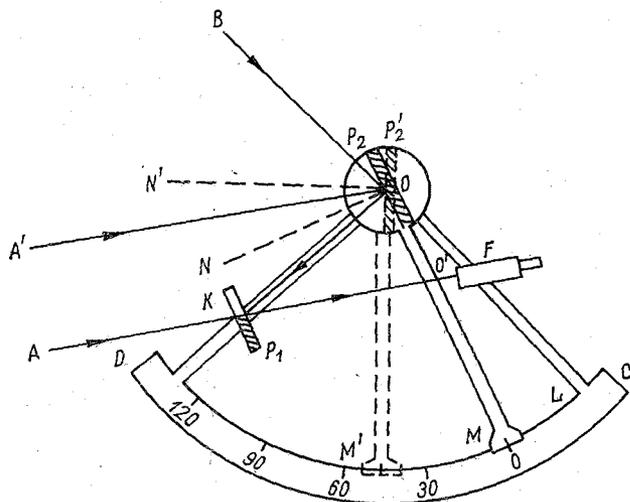


Рис. 2. Схема секстана и ход лучей в нем.

сравнению с расстоянием между зеркалами P_1 и P_2 , то лучи AK и $A'O$ можно считать практически параллельными. Зеркала P_1 и P_2 укреплены строго вертикально к плоскости лимба, так что нормали к обоим зеркалам и оптическая ось трубы параллельны плоскости чертежа. При рассмотренном положении секстана в поле зрения трубы наблюдается непрерывная линия горизонта, частично видимая непосредственно, а частично — после отражения от зеркал P_2 и P_1 . Отсчет на лимбе при этом равен нулю. Перемещая затем алидаду, добиваются такого ее положения M' , когда появившийся в поле зрения диск Солнца коснется своим краем линии горизонта. Когда это будет достигнуто, отсчет на дуге секстана покажет высоту края Солнца над горизонтом.

При перемещении алидады в положение M' подвижное зеркало P_2 займет положение P'_2 . При этом луч света от Солнца попадает в трубу по пути $BO'KO'$, а угол BOA' равен высоте Солнца над горизонтом. Подвижное зеркало P_2 повернется влево на угол NON' (ON' и ON — нормали к плоскости зеркала P_2 в обоих его положе-

ниях), который, как это видно из рисунка, вдвое меньше угла BQA' . Чтобы не умножать на два каждый раз угол поворота зеркала P_2 , делениям на алидаде CD приписаны удвоенные числа.

Сама процедура измерения секстаном очень нетрудоемка и занимает мало времени. Но весь секрет работы заключается в том, чтобы при измерениях плоскость инструмента была точно перпендикулярна к горизонту. Практически такая точность недостижима. Поэтому поступают следующим образом. Удерживая секстан примерно вертикально, слегка поворачивают его вправо и влево относительно вертикальной плоскости. При этом в поле зрения трубы диск Солнца будет перемещаться по окружности (рис. 3). Правильным считается такое измерение, когда в процессе движения по окружности диск Солнца касается линии горизонта AA' лишь один раз в нижней точке дуги (рис. 3, случай 2).

В первом и третьем случаях измерение высоты Солнца произведено неверно. В случае 1 эта ошибка явно заметна. Но в случае 3, как

видно на рисунке, при двух положениях секстана диск Солнца будет касаться линии горизонта.

Если теперь при этих положениях инструмента отсчет на лимбе принять за действительное значение θ , то высота Солнца будет измерена с некоторой погрешностью.

Это довольно распространенная ошибка измерения величин θ . Значительные промахи обычно легко выявляются в процессе критического просмотра наблюдений. Небольшие же погрешности зачастую остаются и снижают точность измерения общего содержания озона.

При критическом просмотре выявлению ошибок измерения величин θ помогают построения графиков изменений высоты Солнца в течение дня. Отклонения некоторых значений от плавной кривой свидетельствуют о просчетах в определении высоты Солнца или времени наблюдения. Кроме того, полезно проводить сопоставления измеренных значений θ с вычисленными по формуле

$$\sin \theta = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \tau, \quad (16)$$

где φ — географическая широта места наблюдения, δ — склонение Солнца, τ — истинное солнечное время наблюдения.

Как видно из изложенного выше, в судовых условиях практически невозможно учесть вклад каждого влияния в суммарную погрешность озонметра. Даже статистический анализ данных наблюдений затруднителен, так как невозможно ввести аэрозольную поправку в каждое измерение и тем самым исключить фиктивный дневной ход величин Ω .

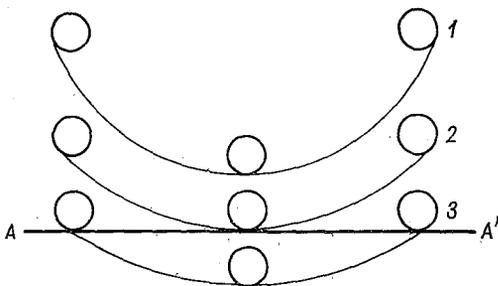


Рис. 3. Возможные перемещения диска Солнца в поле зрения трубы при измерении высоты Солнца секстаном.

AA' — линия горизонта.

Для определения случайной погрешности измерения средних дневных количеств общего содержания озона были отобраны дни, когда число наблюдений было 15 и более. Для каждого дня вычислялись среднеквадратичные отклонения $\tilde{\sigma}_\Omega$ и величины

$$\tilde{\eta}_\Omega = \pm \frac{3\tilde{\sigma}_\Omega}{\bar{\Omega} \sqrt{m}} \cdot 100\% \quad (17)$$

характеризующие возможные колебания средних дневных значений $\bar{\Omega}$.

Величина $\tilde{\eta}_\Omega$ зависит от случайных погрешностей измерений, от действительно имевших место колебаний озона в течение дня и

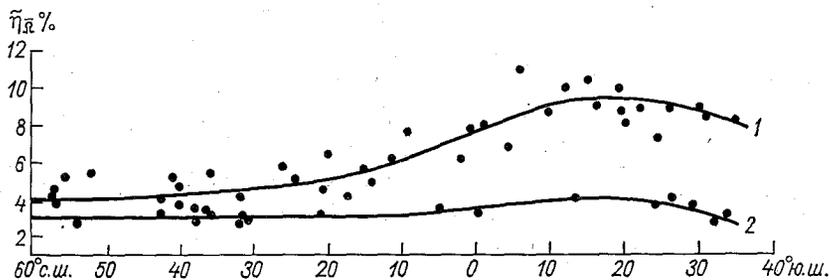


Рис. 4. Максимально возможные отклонения $\tilde{\eta}_\Omega$ % реальных средних дневных значений общего содержания озона от измеренных самолетными озонметрами на разных широтах океанов.

1 — осредненная кривая основной группы точек; 2 — кривая, обобщающая группу минимальных значений $\tilde{\eta}_\Omega$.

главным образом от аэрозольной компоненты атмосферы, которая вызывает в большинстве случаев появление фиктивного дневного хода озона.

Как видно на рис. 4, величины $\tilde{\eta}_\Omega$, почти не меняясь на протяжении от 60 до 20° с. ш., южнее резко возрастают и достигают максимума в районе 10—30° ю. ш. (кривая 1). Так как при вычислении величин $\tilde{\eta}_\Omega$ использовались данные наблюдений в Атлантическом Индийском и Тихом океанах во все времена года, то рис. 4 в какой-то мере характеризует возможные отклонения от измеренных значений $\bar{\Omega}$ на разных широтах океанов при использовании самолетных озонметров.

Помимо величин, группирующихся около кривой 1, на рис. 4 отчетливо выделяются точки, расположенные ниже основной массы значений $\tilde{\eta}_\Omega$ и обобщаемые кривой 2. Несмотря на то, что большее количество наблюдений указывает на существование отчетливо вы-

раженного широтного хода величин $\tilde{\eta}_{\Omega}$, минимальные значения $\tilde{\eta}_{\Omega}$ (η_{Ω}) постоянны на всех широтах и равны 3—4%. Это постоянство значений $\tilde{\eta}'_{\Omega}$, вероятнее всего, связано с тем, что аэрозоли в этих случаях не оказали заметного влияния на результат измерения. Тогда отклонения $\tilde{\eta}'_{\Omega}$ обусловлены лишь случайными погрешностями измерений, так как только случайная погрешность постоянна в любом пункте измерения. Влияние реальных колебаний озона в течение дня на величины $\tilde{\eta}'_{\Omega}$ можно не учитывать, так как для анализа использовались дни с устойчивой синоптической обстановкой. Таким образом, величина $\tilde{\eta}'_{\Omega}$ характеризует точность определения средних дневных величин общего содержания озона, связанную лишь со случайными погрешностями наблюдений, т. е. $\tilde{\eta}'_{\Omega} \approx \eta_{\Omega} \approx 3,5\%$.

Подтверждение полученному значению η_{Ω} (3,5%) можно также найти, анализируя материалы сравнений озонметрических приборов. Величины среднеквадратичных отклонений, проводимые в работах [1, 5, 10], использовались для расчета относительных отклонений

$$\tilde{\eta}_{\Omega} = \pm \frac{3\sigma}{\bar{Q}} \cdot 100\% \quad (18)$$

Средние и минимальные значения $\tilde{\eta}_{\Omega}$ для каждого прибора за период того или иного сравнения приведены в табл. 5.

Таблица 5

Максимально возможные относительные средние квадратичные отклонения отдельных отсчетов $\tilde{\eta}_{\Omega} = \pm \frac{3\sigma}{\bar{Q}} \cdot 100\%$ для различных озонметров во время сравнений озонметрических приборов (по материалам работ [1, 5, 10])

Дата сравнений	Номер озонметра М-83	Величина $\tilde{\eta}_{\Omega}$	
		средняя	минимальная
13—19 XII 1963	10	13,5	9,9
	11	15,4	11,5
	22	16,7	6,6
	60	15,5	12,6
	45	30,2	11,0
24 V—9 VI 1969	51	15,6	7,0
	24-P	18,2	11,4
29 V—8 VI 1969	СО 10	15,3	10,2

Среднее 10,0

Отождествляя величину $\tilde{\eta}_\Omega$ с погрешностью отдельного измерения, мы завышаем эту погрешность за счет колебаний общего содержания озона. Поэтому, как и выше, выбрав лишь минимальные относительные отклонения, получим, что в среднем $\tilde{\eta}_\Omega = \pm 10\%$. Тогда при $m = 16$ относительная случайная погрешность измерения средних дневных значений озона будет равна $\pm 2,5\%$.

Эта погрешность примерно в 1,5 раза меньше погрешности, определенной выше для судовых наблюдений. Такой результат вполне можно было ожидать, так как при сравнениях, естественно, наблюдения проводились со всевозможной тщательностью, и были устранены погрешности, связанные с неточной наводкой прибора на Солнце, неверными определениями высоты Солнца и другими влияниями. Поэтому случайная погрешность измерения средних дневных величин Ω самолетными озонometрами на судах, определенная выше и равная $\pm 3,5\%$, вполне приемлема.

В результате, если ввести постоянную аэрозольную поправку к измеренным на судах значениям $\bar{\Omega}$, увеличив их на 11%, то суммарная погрешность определения средних дневных величин озона ϵ_c , связанная с отклонением поправки f от среднего значения ($\pm 4\%$) и со случайными ошибками наблюдения ($\pm 3,5\%$), определится соотношением

$$\epsilon_c = \Delta f + \eta_{\bar{\Omega}} \quad (19)$$

и составит в среднем $\pm 7,5\%$.

Так как в годовом и широтном ходе озона, а также при его колебаниях в связи с изменениями аэросиноптических условий величины $\bar{\Omega}$ могут изменяться на 10—15%, то при погрешности определения средних дневных величин Ω , не превышающей 10%, прибор можно считать пригодным для озонметрических измерений. При судовых измерениях самолетный озонметр удовлетворяет этому условию.

В заключение остановимся на вопросе о сравнимости показаний фильтровых озонметров и спектрофотометров Добсона, которые являются основными приборами для измерений озона за границей и используются в СССР главным образом в качестве эталонов. Для этой цели воспользуемся материалами официальных сравнений озонметрических приборов, которые опубликованы в работах [1, 5, 10, 12] и на основании которых составлена табл. 6.

Если исключить данные сравнения озонметров со спектрофотометром Добсона № 71 (до 1969 г. аэрозольная поправка не вводилась), то отклонения η , равные

$$\frac{\bar{\Omega} - \bar{\Omega}_d}{\bar{\Omega}_d} \cdot 100\% \quad (\bar{\Omega}_d - \text{среднее}$$

дневное значение общего содержания озона, полученное по спектрофотометру), не превышали $\pm 14\%$. Как показали сравнения

Таблица 6

Отклонения средних дневных величин общего содержания озона, измеренных озонометрами, от средних дневных значений $\bar{\Omega}$, измеренных спектрофотометрами Добсона ($\bar{\Omega}_D$).
(По материалам работ [1, 5, 10, 12])

Дата сравнений	Спектрофотометр Добсона		Номер озонометра		Отклонение $\eta = \pm \frac{ \bar{\Omega} - \bar{\Omega}_D }{\bar{\Omega}_D} \cdot 100\%$			
	номер	пара длин волн	универсальный или М-83	самолетный	максимальное		среднее	среднее из абсолютных величин η
					+	-		
2-7 VI 1959	9	C	-	-	5,6	8,5	-2,6	6,0
13-19 XII 1963	71	AD	10		2,2	17,2	-8,2	8,7
			11		-	20,9	-11,8	11,8
	71	C	10		4,2	12,2	-6,5	8,5
12-15 V 1969	84	AD	11		-	15,5	-10,2	10,2
			22		9,0	5,6	1,1	5,0
			60		-	10,2	-8,2	8,2
			45		11,4	10,8	1,2	8,4
24 V-8 VI 1969	108	AD	24-P		13,0	5,6	3,6	7,4
				10	6,5	7,5	1,7	3,7
				10	6,5	11,0	0,1	3,6
26 V-8 VI 1969	9	C	24-P		9,9	-	4,9	4,9
				10	8,1	0,7	2,8	3,2
				10	13,6	13,1	-3,1	7,7
					5,0	5,1	-0,5	3,4

в г. Шиофоке (Венгрия) [10], по спектрофотометру Добсона № 71 получают величины $\bar{\Omega}$, завышенные на 10%. Если же ввести поправку, уменьшив результаты измерений по спектрофотометру Добсона № 71 на 10%, то максимальные отклонения η и в этом случае будут находиться в пределах $\pm 14\%$.

Так как число дней наблюдений во всех случаях сравнений было мало, получить кривые распределений величин η не представляется возможным. Несколько же значений η случайно могут оказаться с одним знаком, что и наблюдалось для некоторых приборов (табл. 6). Поэтому расхождения между показаниями приборов точнее будут характеризовать средние отклонения ($\bar{\eta}$), полученные без учета знака величин η .

Как видно из табл. 6, расхождения между показаниями озонометров и спектрофотометров Добсона № 9 и 108 (СССР) близки между собой, а величина $\bar{\eta}$ в среднем для всех сравнений составила 4,6%. При использовании в качестве эталона спектрофотометра Добсона № 84, принадлежащего Польской Народной Республике, отклонения $\bar{\eta}$ были в пределах 5—8,5%.

Таким образом, рассмотрение результатов сравнений озонометрических приборов приводит к выводу о том, что данные по общему содержанию озона, получаемые в настоящее время в СССР и за границей, сопоставимы между собой.

Как было сказано выше, основная погрешность озонометра обусловлена аэрозолем. При расчете же аэрозольной поправки встречаются значительные трудности. Поэтому важнейшей задачей фильтровой озонометрии является уменьшение аэрозольной погрешности. С этой целью в 1972 г. судовые станции начали оснащаться озонометрами с новыми светофильтрами.

Теоретические расчеты [16] показывают, что приборы с полосой пропускания более 20 нм могут иметь ту же точность, что и приборы с узкими полосами пропускания. Кроме того, точность возрастает, если использовать для измерений более короткие длины волн. С учетом этого обстоятельства светофильтры подобраны таким образом, чтобы один из них пропускал длины волн короче 310 нм. Основные данные о новых светофильтрах приведены в табл. 7, в которой для сравнения указаны также характеристики и старых светофильтров.

Таблица 7

Характеристики старых и новых (с 1972 г.) светофильтров для озонометров конструкции Г. П. Гущина

Номер свето- фильтра	Марка и толщина светофильтров, мм	Длина волны, сов- падающая с миниму- мом спектральной чувствительности λ_m , нм	Ширина кривой спектральной чувст- вительности на поло- вине высоты, нм	Коэффициент погло- щения озона для λ_m , см ⁻¹
1 (старый)	УФС-2 (5) + ЖС - 3 (2)	318	21	0,58
1 (новый)	УФС-2 (3,5) + ЖС - 20 (9)	298	21	5,25
2 (старый)	УФС-2 (3,5) + СЗС - 9 (2)	369	22	0,000
2 (новый)	УФС-2 (8,5) + ЖС-3 (2) + + СЗС-21 (1) + СС-4 (1)	326	21	0,115

Из табл. 7 видно, что в области пропускания первого светофильтра поглощение радиации озоном резко возросло (в 9 раз) по сравнению со старым вариантом. Теперь аэрозольная составляющая атмосферы будет вносить очень незначительный вклад в ослабление солнечной радиации в этом участке спектра. Кроме того, расстояние между светофильтрами уменьшено почти в два раза, и этот фактор еще более уменьшает погрешность измерения озона, связанную с аэрозолем. Таким образом, при использовании новых светофильтров для определения общего содержания озона аэрозольную составляющую атмосферы, по-видимому, можно не принимать во внимание.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бессонов Н. П. и др. О результатах сравнения различных озонметрических приборов СССР. — «Метеорология и гидрология», 1971, № 7, с. 97—107.
2. Гушин Г. К. Оптические характеристики аэрозоля над океанами. — «Тр. ГГО», 1970, вып. 255, с. 52—68.
3. Гушин Г. К. Прозрачность атмосферы над Тихим океаном. — «Тр. ГГО», 1970, вып. 255, с. 40—51.
4. Гушин Г. П. Исследование атмосферного озона. Л., Гидрометеоиздат, 1963. 267 с.
5. Гушин Г. П. Международные сравнения озонметрических приборов СССР и ГДР в Ташкенте. — «Тр. ГГО», 1966, вып. 184, с. 35—40.
6. Гушин Г. П. Спектрофотометрические исследования характеристик атмосферного аэрозоля в различных географических районах СССР. — «Тр. ГГО», 1968, вып. 223, с. 65—80.
7. Гушин Г. П. Исследование озона в земной атмосфере. Автореф. дисс. на соискание учен. степени д-ра техн. наук. Л., изд. ГГО, 1969. 64 с.
8. Гушин Г. П. Об аэрозольной погрешности данных общего содержания атмосферного озона, полученных на озонметрических станциях СССР. — «Тр. ГГО», 1969, вып. 237, с. 81—87.
9. Гушин Г. П. К методике введения аэрозольной поправки в результаты измерения общего содержания атмосферного озона. — «Тр. ГГО», 1969, вып. 237, с. 69—80.
10. Гушин Г. П. Международные сравнения озонметрических приборов в Шиофокке (Венгрия). — «Тр. ГГО», 1972, вып. 279, с. 128—137.
11. Егоров Б. Н. Прозрачность атмосферы над Северной Атлантикой. — «Тр. ГГО», 1972, вып. 282, с. 220—229.
12. Знаменский А. А. Результаты сравнения различных озонметрических приборов, проведенного в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова. — В кн.: Атмосферный озон. М., Изд. МГУ, 1961, с. 187—194.
13. Методические указания по определению характеристик прозрачности атмосферы для актинометрических отделов (групп) гидрометеорологических обсерваторий УГМС. Л., Изд. ГГО, 1965. 36 с.
14. Методические указания по производству и обработке наблюдений за общим содержанием атмосферного озона. Л., Гидрометеоздат, 1970. 68 с.
15. Сивков С. И. Общий метод приведения интенсивности солнечной радиации к определенному числу масс атмосферы. — «Тр. ГГО», 1949, вып. 14 (76), с. 52—62.
16. Шаламянский А. М. Особенности измерения общего содержания озона приборами с широкими полосами пропускания. — «Тр. ГГО», 1970, вып. 255, с. 148—159.
17. Юнге Х. Химический состав и радиоактивность атмосферы. М., «Мир», 1965. 423 с.

О СВЯЗИ МЕЖДУ ОБЩИМ СОДЕРЖАНИЕМ ОЗОНА И КОЛИЧЕСТВОМ ВОДЯНОГО ПАРА В АТМОСФЕРЕ НАД ОКЕАНАМИ

Процесс взаимосвязи атмосферного озона и водяного пара еще слабо изучен. Теоретические расчеты [7, 8, 13] показывают, что даже малое количество водяного пара в стратосфере может значительно уменьшить равновесную концентрацию озона. Частично эти выводы подтверждают самолетные измерения, проводившиеся между 80° с. ш. и 10° ю. ш. на высотах 6—15 км и позволившие Рочу [12] обнаружить к северу от 45° с. ш. обратную связь между озоном и отношением смеси водяного пара.

В настоящей статье рассматривается связь общего содержания атмосферного озона с количеством водяного пара на разных высотах. Исходным материалом для работы явились данные наблюдений в 1963—1969 гг. на НИС «А. И. Воейков», «Ю. М. Шокальский» и «Академик Королев» в тропических и субтропических районах Тихого и Индийского океанов.

Общее содержание озона измерялось самолетными озонометрами конструкции Г. П. Гущина [2], которые каждый год градуировались по спектрофотометру Добсона в Воейково, а перед рейсами их показания сличались с данными озонометров М-83 во Владивостоке.

Количество водяного пара в вертикальном столбе атмосферы вычислялось по данным радиозондирований по формуле

$$\omega_i = \frac{1}{80} (D_v + D_n) (E_v + E_n) (r_v + r_n) (H_v - H_n), \quad (1)$$

где ω_i — содержание водяного пара в некотором слое атмосферы в сантиметрах осажденной воды; $D = \frac{0,795 \cdot 10^{-2}}{1 + 0,0036t}$ (t — температура воздуха в $^\circ\text{C}$); E — максимальная упругость водяного пара в миллибарах при температуре t ; r — относительная влажность в процентах; H — высота в километрах. Индексы «в» и «н» относятся соответственно к верхней и нижней границам данного слоя. Для примера в табл. 1 показаны несколько случаев расчета по формуле (1) величины ω_i для четырехкилометровых слоев атмосферы на разных широтах океанов.

Как видно из табл. 1, минимальное количество водяного пара наблюдалось над тропопаузой на высотах 16—20 км. Величины абсолютной влажности воздуха в этом слое находились в пределах

Таблица 1

Количество водяного пара в сантиметрах осажденной воды внутри четырехкилометровых слоев атмосферы над океанами

Границы слоев атмосферы, км	25 VIII 1969, 0° 58' с. ш., 88° 32' в. д.	23 VII 1967, 19° 48' ю. ш., 65° 12' в. д.	4 VI 1967, 30° 00' ю. ш., 59° 30' в. д.	16 IX 1969, 33° 38' с. ш., 150° 10' в. д.	19 IX 1969, 40° 00' с. ш., 151° 00' в. д.
0—4	4,152			3,826	1,560
4—8	0,976	2,483	2,362	1,181	0,161
8—12	0,107	0,0200	0,0230	0,1750	0,0400
12—16	0,026	0,0010	0,0027	0,0075	0,0042
16—20	0,013	0,0003	0,0015	0,0008	0,0016
20—24	0,019	0,0021	0,0048	0,0038	0,0051
24—28		0,0040	0,0093	0,0063	0,0091
28—32		0,0100	0,0085	0,0063	
32—36		0,0333	0,0120		
36—40			0,0210		
Высота тропопаузы, км	17,3	16,9	17,0	16,9	17,0

0,8—4,0 мг/м³. Подобная сухость воздуха на определенных высотах в стратосфере отмечалась многими исследователями [4, 6, 9]. В частности, Добсон обращал внимание на величины абсолютной влажности воздуха, меньшие 1 мг/м³ [6]. Такое низкое влагосодержание в стратосфере отмечалось также неоднократно и над океанами. Иллюстрацией сказанному может служить радиозондирование атмосферы, выполненное 23 июля 1967 г. в Индийском океане и показавшее на высотах 16—20 км очень малое количество водяного пара — в среднем 0,8 мг/м³ (табл. 1).

Как уже было отмечено, над океанами слой наиболее сухого воздуха наблюдается выше тропопаузы. Этот факт находится в полном согласии с предшествующими исследованиями [9—11], в которых установлено, что «тропопауза влажности» располагается на высоте 0,6—3,0 км над обычной тропопаузой.

Выше 20 км и вплоть до 40 км (максимально наблюдавшейся высоты зондирования) влагосодержание слоев возрастает практически для всех распределений, использованных в данной работе. В слое 28—32 км величины w_i превосходят свои минимальные значения в 6—30 раз, а в слое 32—36 км — в 8—100 раз. Подобные вертикальные распределения влагосодержания воздуха отмечались также и ранее [4] и характерны для так называемой модели влажной стратосферы.

Таким образом, результаты определений влажности воздуха в стратосфере с помощью радиозондов РКЗ с достаточной точностью согласуются с измерениями, которые выполнены приборами, специально предназначенными для определения влажности воздуха при низких отрицательных температурах (например, гигрометром Добсона—Брюера [3] и электролитическим гигрометром-радиозондом Брейзфилда [5]).

Сравнение средних дневных значений общего содержания озона (Ω) и количества водяного пара во всей толще атмосферы на разных широтах указывает в первом приближении на обратную связь между ними (рис. 1). Для количественной оценки степени связи были вычислены коэффициенты корреляции r между величинами Ω и значениями w_i внутри каждого четырехкилометрового слоя атмосферы, начиная от поверхности океана.

Результаты расчетов (табл. 2, рис. 2) показывают, что коэффициент корреляции между величинами Ω и w_i в тропосфере отрицательный и почти не меняется с высотой. На высоте около 12 км в вертикальном ходе величины r наблюдается резкий скачок, коэффициенты корреляции становятся положительными и остаются таковыми до высоты 32 км. Максимальная положительная корреляция между величинами Ω и w_i отмечается на высоте около 22 км, отвечающей примерно уровню максимальной точности озона.

Таблица 2

Коэффициенты корреляции средних дневных величин общего содержания озона с количеством водяного пара на разных высотах (в скобках указано количество дней наблюдений)

Границы слоя атмосферы, км								
0—4	4—8	8—12	12—16	16—20	20—24	24—28	28—32	0—00
-0,55	-0,51	-0,40	0,13	0,33	0,39	0,23	0,11	-0,43
(22)	(22)	(62)	(56)	(53)	(40)	(24)	(10)	(160)

Для всех случаев радиозондирований в океане между 30° ю. ш. и 40° с. ш., использованных в данной работе, средняя высота тропопаузы составила 16 км. Следовательно, отмеченное выше изменение знака коэффициента корреляции (рис. 2) происходит непосредственно над тропопаузой.

Для объяснения полученных связей между величинами Ω и w_i нужно учесть, что географическое их распределение не одинаково. Если общее содержание озона растет от экватора к умеренным широтам, то общее содержание водяного пара, наоборот, уменьшается к 40° с. ш. и 40° ю. ш. (рис. 1). А поскольку около 97% общего количества водяного пара находится в слое 0—8 км (табл. 3), то для слоев атмосферы 0—4 и 4—8 км получают отрицательные коэффициенты корреляции между рассматриваемыми величинами.

В стратосфере можно ожидать обратное тропосферному распределение водяного пара. В среднем стратосфера холоднее около экватора и теплее к северу и югу от него. Эта закономерность часто прослеживается на аэрологических разрезах. Для примера на рис. 3 показано широтное распределение минимальной температуры на уровне тропопаузы (t_T), полученное в 3-м рейсе НИС «Академик

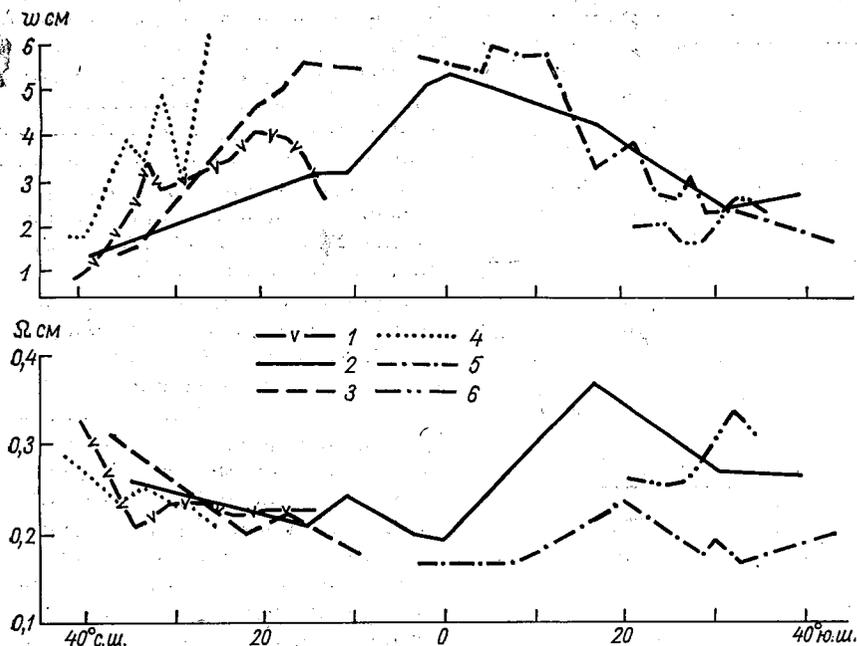


Рис. 1. Широтный ход общего содержания озона (Ω) и водяного пара (ω) в атмосфере над океанами.

Тихий океан: 1—27/IV—10/V 1965 г., 2—21/XII 1965 г.—3/II 1966 г., 3—22—30/IV 1967 г., 4—8—20/IX 1969 г.; Индийский океан: 5—6/V—26/VI 1967 г., 6—13—25/VIII 1969 г.

Таблица 3

Общее содержание водяного пара в вертикальном столбе атмосферы (ω) и в слое 0—8 км (ω_{0-8}) в сантиметрах осажденной воды в Тихом и Индийском океанах (17-й рейс НИС «А. И. Воейков»)

Дата	Широта	Долгота	ω	ω_{0-8}	$\frac{\omega_{0-8}}{\omega} \cdot 100\%$
22 IV 1967	37° 00' С	130° 00' В	1,757	1,644	94
23 IV	33 00	128 30	1,752	1,683	96
26 IV	21 30	124 00	4,007	3,938	98
27 IV	17 36	120 00	5,161	5,017	97
28 IV	16 00	117 00	5,226	5,141	98
29 IV	13 00	114 00	5,566	5,416	97
30 IV	10 00	110 00	5,650	5,536	98
6 V	3 00	90 30	5,730	5,545	97
9 V	3° 42' Ю	81 36	5,401	5,298	98
10 V	5 24	78 00	5,890	5,646	96
13 V	10 18	66 42	5,652	5,506	98
17 V	17 00	52 00	3,290	3,256	99
22 V	20 00	51 00	4,203	4,052	96
23 V	23 42	54 00	2,759	2,665	97
24 V	27 12	57 18	2,969	2,885	97

Королев» и характеризующее в какой-то мере температурный режим всей стратосферы. В частности, понижение температуры t_t

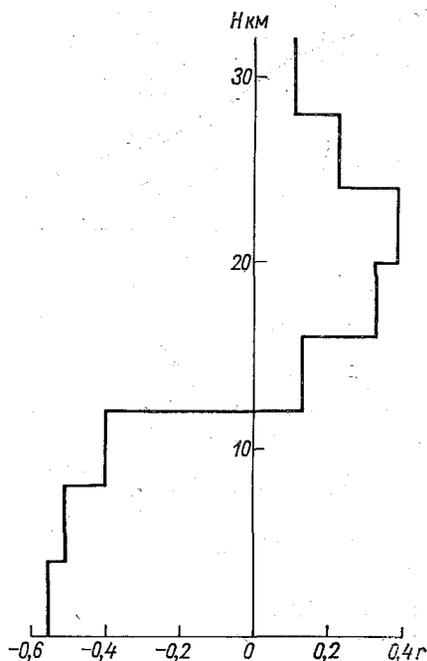


Рис. 2. Изменение с высотой (H) коэффициента корреляции r между общим содержанием озона и количеством водяного пара в четырехкилометровых слоях атмосферы.

свидетельствует также о похолодании во всей стратосфере. Чем ниже температура t_t , тем интенсивнее происходит сублимация водяного пара в верхней тропосфере и, следовательно, меньшее количество водяного пара сможет попасть в стратосферу. Кроме того, кристаллы льда, переносимые через тропопаузу, будут испаряться быстрее и в большем количестве в стратосферном воздухе субтропиков, так как в стратосфере на любой высоте температура в районах $30-40^\circ$ широты выше, чем над экватором. Таким образом, в результате регулирующего действия температуры воздуха в стратосфере формируется широтное распределение количества водяного пара с минимумом около экватора (рис. 3). В каждом конкретном случае, конечно, возможны отклонения от этого среднего распределения величин ψ_i , как, например, отмеченное на рис. 3 некоторое уменьшение к 30° ю. ш. температуры t_t (и соответственно и величины ψ_i), которое было

связано со смещением к югу субтропического антициклона и затоком холодных стратосферных масс воздуха от экватора.

В результате всего изложенного выше напрашивается вывод о том, что полученное распределение коэффициентов корреляции

Таблица 4

Коэффициенты корреляции между средними дневными величинами общего содержания озона и количества водяного пара на разных высотах в районе $27-33^\circ$ ю. ш. и $30-60^\circ$ в. д. (в скобках указано количество дней наблюдений)

Границы слоя атмосферы, км					
0-8	8-12	12-16	16-20	20-24	24-28
-0,25 (14)	-0,05 (14)	+0,46 (14)	+0,34 (14)	+0,34 (14)	+0,20 (14)

(рис. 2) связано с использованием при их расчетах величин Ω и w_i , измеренных в разных географических районах.

Однако и при наблюдениях на малом полигоне характер изменчивости коэффициента r с высотой сохраняется (табл. 4). Больше того коэффициенты корреляции между общим содержанием озона и количеством водяного пара в стратосферных слоях (выше 16 км) для ограниченного района и для всей акватории океанов практически совпадают (см. табл. 2 и 4).

При наблюдении в одной точке связи между величинами Ω и w_i можно объяснить, полагая, что основной причиной колебаний общего содержания озона и количества водяного пара является адвекция воздуха. Перемещение воздушных масс из более высоких ши-

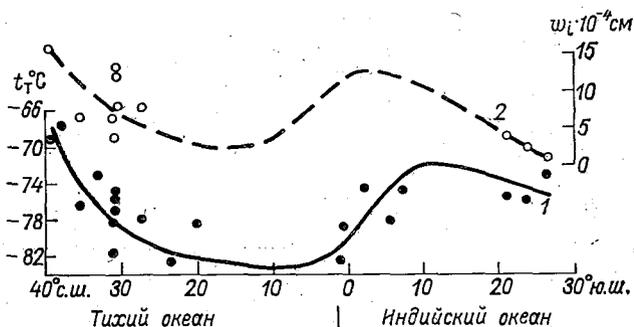


Рис. 3. Широтное распределение минимальной температуры на уровне тропопазы (t_T) и количества водяного пара в слое 16—20 км (w_i) за период с 16 августа по 19 сентября 1969 г.

1 — t_T ; 2 — w_i .

рот приводит в пункте наблюдения к возрастанию общего содержания озона, к увеличению количества водяного пара в стратосфере и уменьшению его в тропосфере. При адвекции же экваториального воздуха, наоборот, количество озона и водяного пара в стратосфере уменьшается, а в тропосфере величины w_i возрастают.

Кроме того, при адвекции воздуха изменяется также минимальная температура тропопазы. Поэтому, если при возрастании (уменьшении) количества озона над каким-либо пунктом происходит также возрастание (уменьшение) температуры t_T , колебания озона обусловлены адвективными факторами. Причем связь между величинами Ω и t_T выражена достаточно четко (рис. 4). Коэффициент корреляции между этими величинами, рассчитанный по материалам наблюдений, полученным во время 12-го и 14-го рейсов НИС «А. И. Воейков» и во время 3-го рейса НИС «Академик Королев» (всего 42 случая), составил +0,83, а его вероятное отклонение $\pm 0,03$. Уравнение регрессии между общим содержанием озона и минимальной температурой тропопазы в зоне 40° с. ш.—30° ю. ш. имеет вид

$$\Omega = 0,0033t_T + 0,484. \quad (2)$$

Средняя квадратическая ошибка этого уравнения равна $\pm 0,024$.

Поскольку измерения озона на судах производились только по Солнцу, то при сопоставлении величин Ω и t_T использовались всегда данные дневных радиозондирований.

Как уже отмечалось выше, при понижении (повышении) температуры t_T уменьшается (увеличивается) количество водяного пара в стратосфере. Однако эта зависимость, проявляющаяся при сглаживании или осреднении данных, далеко не всегда выражена явно

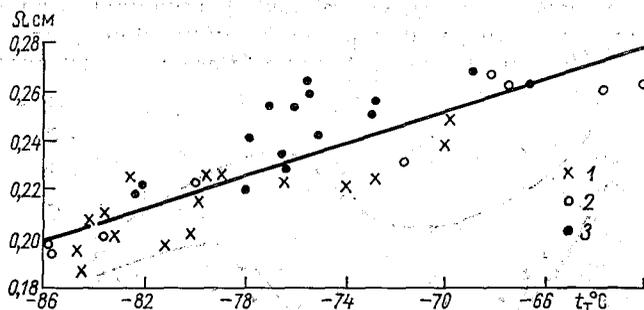


Рис. 4. График связи между общим содержанием озона Ω и минимальной температурой тропопаузы t_T .

Тихий океан: 1 — май—июнь 1965 г., 2 — декабрь 1965 г.—январь 1966 г.; Тихий и Индийский океаны: 3 — август—сентябрь 1969 г.

в каждом конкретном случае, что и обуславливает появление малых коэффициентов корреляции между величинами Ω и ω_i . Этот факт свидетельствует о том, что количество водяного пара в стратосфере не однозначно связано с температурой t_T . Величины ω_i , кроме того, могут зависеть, например, от стратификации стратосферы (изотермия, та или иная форма инвекции) и турбулентности на уровне тропопаузы.

Как отмечалось выше, адвекция воздуха из высоких широт приводит к возрастанию количества водяного пара в стратосфере. При этом следовало бы ожидать уменьшения общего содержания озона, так как, согласно теоретическим исследованиям [7, 8, 13], все рассматриваемые цепи реакций с участием водяного пара в конечном итоге приводят к разрушению озона. Наблюдениями же фиксируется обратное соотношение. Значит локальное разрушение озона при увеличении количества водяного пара в стратосфере маскируется более мощным возрастанием его в результате адвекции.

Проследить зависимость общего содержания озона от количества водяного пара, поступающего в стратосферу, возможно только в ограниченном до больших высот объеме воздуха, в котором регулируется перенос влаги в верхнюю тропосферу и стратосферу. Наиболее подходящим (и, пожалуй, единственным) для этой цели местом является внутритропическая зона конвергенции (ВЗК).

Внутри ВЗК развиваются мощные восходящие движения воздуха, способствующие выносу водяного пара в верхние слои атмо-

сферы. Адвекция же воздуха в зону ВЗК, вероятно, очень затруднена, так как при перемещении барических образований ВЗК тоже смещается как единое целое в ту или другую сторону. Только при мощных вторжениях воздуха непрерывность и целостность ВЗК может нарушаться. Но подобные ситуации в данной работе не рассматривались. Отбирались лишь те случаи, когда синоптические и аэрологические данные точно подтверждали наличие ВЗК.

Рассмотреть зависимость Ω от ω_i внутри ВЗК не представилось возможным, так как для дней измерения озона в большинстве случаев имеются неполные аэрологические данные, необходимые для

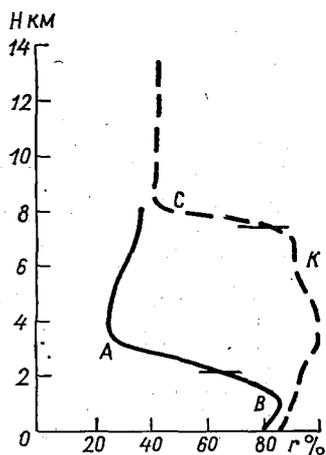


Рис. 5. Примеры вертикального распределения относительной влажности r в зоне конвергенции пассатных ветров.

расчета количества водяного пара в стратосфере. Поэтому пришлось ограничиваться рассмотрением связи общего содержания озона с некоторым параметром z , характеризующим мощность вертикальных движений в зоне конвергенции.

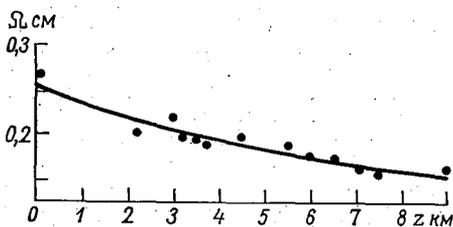


Рис. 6. Зависимость общего содержания озона Ω от высоты z , характеризующей мощность ВЗК.

Параметр z представляет собой высоту, до которой распространяются высокие значения относительной влажности. Для определения величины z использовались кривые вертикального распределения относительной влажности (рис. 5). За величину z принималась высота середины слоя, в котором происходило резкое уменьшение относительной влажности. На рис. 5 — это слои АВ и СК. Горизонтальными засечками отмечены высоты z . Случаи со значительными инверсиями относительной влажности на высотах не рассматривались, так как задерживающие слои атмосферы нарушают зависимость потока субстанции от мощности восходящих движений в приводном слое.

Чем интенсивнее восходящие движения в приводном слое, тем на большую высоту выносится влага и большее количество водяного пара поступает в стратосферу. Следовательно, при увеличении высоты z следует ожидать уменьшения общего содержания озона, что и подтверждается наблюдениями (рис. 6).

Для зависимости общего содержания озона от параметра z в работе [1] была предложена формула

$$\Omega = \frac{0,255}{1 + 0,09z - 0,002z^2}, \quad (3)$$

где z берется в километрах. Формула (3) подтверждена теперь уже более многочисленными измерениями и описывает зависимость, представленную на рис. 6.

В настоящей работе использовались данные по озону, в которые не введена аэрозольная поправка.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гушин Г. К. Широтный ход и сезонные колебания общего содержания атмосферного озона в Индийском океане. — «Тр. ГГО», 1972, вып. 279, с. 85—93.
2. Гушин Г. П. Исследование атмосферного озона. Л., Гидрометеиздат, 1963. 267 с.
3. Добсон Р. М. Б., Брюер А. В., Квайлонг Б. М. Метеорология нижних слоев стратосферы. — УФН, 1947, 31, № 1, с. 96—128.
4. Малкевич М. С., Самсонов Ю. Б., Копрова Л. И. Водяной пар в стратосфере. — УФН, 1963, 80, № 1, с. 93—124.
5. Bräsefield C. J. Measurements of atmospheric humidity up to 35 kilometers. — “J. Meteorol.”, 1954, 11, No. 51, p. 412—416.
6. Dobson G. M. B. Origin and distribution of polyatomic molecules in the atmosphere. — “Proc. Roy. Soc.”, 1956, A 236, No. 1205.
7. Hesstvedt E. On the photochemistry of ozone in the ozone Layer. — “Geophys. Publ. Geophysica Norvegica”, 1968, vol. XXVII, No. 5.
8. Hunt B. G. Photochemistry of ozone in a moist atmosphere. — “J. Geophys. Res.”, 1966, vol. 71, No. 5, p. 1385—1398.
9. McKinnon D., Morewood H. W. Water vapor distribution in the lower stratosphere over North and South America. — “J. Atmos. Sci.”, 1970, 27, No. 3, p. 483—493.
10. Murgatroyd R. J., Goldsmith P., Hollings W. E. H. Some recent measurements of humidity from aircraft up to heights of about 50000 ft over southern. — “England. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.”, 1955, 81, No. 350, p. 533—537.
11. Murgatroyd R. J., Goody R. M. Sources and sinks of radiative energy from 30 to 90 km. — “Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.”, 1958, 85.
12. Roach W. T. High altitude aircraft observations of the ozone and water vapor distribution from 80°N to 10°S. — “Monogr. Union geod. et geophys. internat.”, 1963, No. 19.
13. Roney P. L. On the influence of water vapour on the distribution of stratospheric ozone. — “J. Atmos. and Terr. Phys.”, 1965, No. 27, N 11/12, p. 1177—1190.

МЕТОДИКА И ПРИБОР ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ СПЕКТРАЛЬНОЙ ПРОЗРАЧНОСТИ АТМОСФЕРЫ И ХАРАКТЕРИСТИК АТМОСФЕРНЫХ АЭРОЗОЛЕЙ

1. Введение

Спектральная прозрачность является важной геофизической характеристикой, с помощью которой определяются газовые и аэрозольная компоненты атмосферы. Видимость космических объектов через атмосферу снизу и видимость поверхности земли сверху через разрывы в облаках определяется в основном спектральной прозрачностью атмосферы.

Систематические сведения о спектральной прозрачности атмосферы позволяют следить за аэрозольной и газовой загрязненностью всей толщи атмосферы. Данные о газовых и аэрозольной компонентах используются для исследования радиационного и теплового режима и конденсационных процессов в атмосфере. При этом хорошо известно, что режим естественной освещенности и ультрафиолетовый климат планеты находятся в тесной зависимости от таких компонентов атмосферы, как атмосферный аэрозоль и озон.

Регулярные сведения о спектральной прозрачности атмосферы, собранные с территории страны, необходимы для выбора мест под строительство астрономических станций и обсерваторий и некоторых медицинских учреждений.

В отличие от интегральной прозрачности атмосферы, измеряемой на актинометрических станциях, спектральная прозрачность является однозначной характеристикой оптических свойств атмосферы, не подверженной осложняющему влиянию эффекта Форбса [1].

До настоящего времени отсутствовали систематические данные о спектральной прозрачности атмосферы и аэрозолей, полученные одновременно в разных географических районах СССР [2—4]. При этом в наибольшей степени отсутствовали сведения о спектральной прозрачности атмосферы в ультрафиолетовой области спектра.

Указанные выше обстоятельства определяют научное и практическое значение настоящей работы, которая по своему содержанию является продолжением ранее опубликованных работ автора [5—9] и будет продолжена дальше по мере накопления данных по спектральной прозрачности атмосферы.

Основной целью настоящей работы являлось:

а) создание методики и аппаратуры для измерения на сети станций спектральной прозрачности атмосферы и характеристик

атмосферного аэрозоля, испытание ее и внедрение на сети станций ГУГМС;

б) организация и проведение измерений спектральной прозрачности атмосферы в течение сравнительно длительного периода времени в разных районах СССР.

Сведения о метеорологических станциях, на которых производились измерения спектральной прозрачности атмосферы и характеристик атмосферного аэрозоля, приводятся в табл. 1. Как видно из таблицы, сеть указанных станций в настоящее время сравнительно небольшая, состоит из 28 станций, большинство из которых проработало менее трех лет.

Таблица 1

Метеорологические станции ГУГМС, на которых измеряются спектральная прозрачность атмосферы и характеристики атмосферного аэрозоля

№ пп.	Станция	УГМС	Широта	Долгота	Год (начало наблюдений)
1.	Алма-Ата	Казахской ССР	43° 14' С	76° 56° В	1969
2	Аральское Море	Узбекской ССР	46 47	61 40	1969
3	Ашхабад	Туркменской ССР	37 58	58 20	1970
4	Большая Елань	Сахалинское	46 55	142 44	1969
5	Владивосток	ДВ НИГМИ	43 07	131 54	1969
6	Воронеж	Центрально-Черноземных областей	51 42	39 10	1969
7	Гурьев	Казахской ССР	47 01	51 51	1969
8	Иркутск	Иркутское	52 16	104 21	1970
9	Караганда	Казахской ССР	49 48	73 08	1969
10	Феодосия (Карадаг)	ГГО	45 02	35 23	1967
11	Красноярск	Красноярское	56 00	92 53	1969
12	Куйбышев	Приволжское	53 15	50 27	1970
13	Ленинград (Войково)	ГГО	59 58	30 18	1969
14	Львов	Украинской ССР	49 49	23 57	1971
15	Мурманск	Мурманское	68 58	33 03	1969
16	Нагаево	Колымское	59 35	150 47	1969
17	Николаевск-на-Амуре	Дальнего Востока	53 09	140 42	1971
18	Омск	Омское	54 56	73 24	1968
19	Петропавловск-Камчатский	Камчатское	52 58	158 45	1969
20	Печора	Северное	65 07	57 06	1969
21	Свердловск	Уральское	56 48	60 38	1968
22	Семипалатинск	Казахской ССР	50 21	80 15	1972
23	Сквородино	Дальнего Востока	54 00	123 58	1970
24	Рига	Латвийской ССР	56 58	24 04	1970
25	Тикси	Тиксинский РМЦ	71 35	128 55	1970
26	Тура	Красноярское	64 10	100 04	1970
27	Цимлянское	Северо-Кавказское	47 44	42 15	1970
28	Чарджоу	Туркменской ССР	39 05	63 36	1970

В выполнении работы, кроме Главной геофизической обсерватории, принимали участие ряд ГМО УГМС (табл. 1).

В подготовке материала для написания настоящей работы и в ее обсуждении принимали участие сотрудники отдела актинометрии и атмосферной оптики ГГО К. И. Ромашкина, А. М. Шаламянский, Т. А. Павлюченкова.

2. Основные определения и формулы

Введем несколько определений, необходимых для дальнейшего изложения.

Спектральной прозрачностью атмосферы P_λ называется отношение потока монохроматического или квазимонохроматического излучения, прошедшего через атмосферу в виде параллельного пучка в направлении вертикали, к потоку излучения тех же длин волн на верхней поверхности атмосферы. Под квазимонохроматическим излучением здесь понимается излучение, характеризующееся относительно малым интервалом длин волн (несколько единиц или несколько десятков нанометров).

Спектральная прозрачность атмосферы определяется формулой

$$P_\lambda = \left(\frac{S_\lambda}{S_{\lambda,0}} \right)^{1/m}, \quad (1)$$

где S_λ — прямая солнечная радиация с длиной волны λ у поверхности земли; $S_{\lambda,0}$ — прямая солнечная радиация с длиной волны λ на внешней поверхности атмосферы; m — оптическая масса атмосферы, соответствующая угловой высоте диска Солнца в момент измерения S_λ .

Ввиду того что высоты пунктов, где производятся измерения спектральной прозрачности атмосферы, могут быть различными, для сравнимости применяется нормализованная спектральная прозрачность

$$P_{\lambda,H} = \left(\frac{S_\lambda}{S_{\lambda,0}} \right)^{p_0/pm}, \quad (2)$$

где p_0 и p — давление на уровне моря и в пункте наблюдений соответственно.

В качестве характеристик атмосферных аэрозолей в работе используются в основном следующие:

- а) показатель аэрозольного ослабления атмосферы δ_λ ,
- б) показатель Юнге n ,
- в) показатель Онгстрема b ,
- г) количество больших аэрозольных частиц в вертикальном столбе атмосферы сечением $1 \text{ см}^2 N_6$.

Показателем аэрозольного ослабления атмосферы δ_λ называется оптическая плотность аэрозольных частиц во всей атмосфере, рассчитанная на единицу оптической массы. При этом под

оптической плотностью понимается десятичный логарифм величины, обратной коэффициенту пропускания аэрозольных частиц, расположенных во всей атмосфере.

Величина δ_λ входит в показатель степени формулы Бугера—Беера

$$S_\lambda = S_{\lambda, 0} \cdot 10^{- (\mu \Omega \alpha_\lambda + m \beta_\lambda + m_1 \delta_\lambda)}, \quad (3)$$

где μ — оптическая масса озона атмосферы, Ω — общее содержание атмосферного озона, α_λ — показатель поглощения озона, m_1 — оптическая масса аэрозоля атмосферы, β_λ — показатель релеевского рассеяния атмосферы. Формула (3) применима в видимой и ультрафиолетовой областях спектра.

Одной из основных характеристик атмосферного аэрозоля является распределение аэрозольных частиц по размерам. До настоящего времени не существует достаточно точного метода измерения размеров аэрозольных частиц, позволяющего однозначно определить функцию их распределения по размерам. Известно несколько эмпирических формул, выражающих указанную функцию. Из них наибольшее распространение получила формула Юнге [11]

$$\frac{dN}{dr} = cr^{-n}, \quad (4)$$

где N — общее число аэрозольных частиц (в рассматриваемом здесь случае — общее число частиц в вертикальном столбе атмосферы сечением 1 см^2), радиус которых меньше r ; n и c — параметры Юнге. Формула (4) применяется при $0,08 < r < 10 \text{ мкм}$ [11].

Зависимость показателя аэрозольного ослабления атмосферы от длины волны характеризуется эмпирической формулой А. Онгстрема [1]

$$\delta_\lambda = c_1 \lambda^{-b}, \quad (5)$$

где b и c_1 — параметры Онгстрема.

Методы измерения спектральной прозрачности атмосферы, показателя аэрозольного ослабления атмосферы, параметров Юнге и Онгстрема, а также количества аэрозольных частиц в вертикальном столбе атмосферы единичного сечения изложены в работах [5—9]. Кроме указанных работ, по вопросу измерения спектральной прозрачности атмосферы, показателя аэрозольного ослабления атмосферы и параметров Онгстрема имеется обширная литература, список которой, в частности, приводится в монографии [2].

Спектральная прозрачность атмосферы P_λ находится из формулы (2). Для ее нахождения необходимо знать следующие величины: S_λ , $S_{\lambda, 0}$, m и p . Величина S_λ измеряется в относительных единицах спектрофотометрическим прибором, m находится из известных таблиц [9] по значению угловой высоты диска Солнца в момент измерения S_λ , а p обычно принимается равной среднему давлению в пункте наблюдения.

Величина $S_{\lambda, 0}$ находится косвенным методом путем построения прямых Бугера. Из формулы (3) следует, что при допущении

$m = \mu = m_1$ (это равенство с достаточной точностью справедливо при угловой высоте диска Солнца $\theta \geq 15^\circ$)

$$\lg S_\lambda = \lg S_{\lambda,0} - m(\Omega\alpha_\lambda + \beta_\lambda + \delta_\lambda). \quad (6)$$

Как видно из формулы (2), при $\Omega = \text{const}$ и $\delta_\lambda = \text{const}$ зависимость между $\lg S_\lambda$ и m линейная. Условно $\Omega = \text{const}$ имеет при этом значение только в тех случаях, когда измерение S_λ производится в полосах поглощения озона.

Для нахождения $\lg S_{\lambda,0}$ строится линейный график зависимости $\lg S_\lambda$ от m и на оси ординат при $m=0$ находится значение $\lg S_{\lambda,0}$. Однако, как будет показано ниже (п. 4), условие $\delta_\lambda = \text{const}$ далеко не всегда выполняется в атмосфере в период измерения S_λ . Поэтому для нахождения $\lg S_{\lambda,0}$ приходится прибегать к особой статистической обработке данных измерений величины $S_{\lambda,0}$.

Показатель аэрозольного ослабления атмосферы δ_λ находится из формулы (6). Обозначая $l_\lambda = \lg S_\lambda$ и $l_{\lambda,0} = \lg S_{\lambda,0}$ и решая (6) относительно δ_λ , получим

$$\delta_\lambda = \frac{l_{\lambda,0} - l_\lambda}{m} - \beta_\lambda - \Omega\alpha_\lambda. \quad (7)$$

Значения α_λ и β_λ для используемых в работе длин волн приводятся в табл. 2, а более подробно в [7, 9]. Значения длин волн λ , указанные в табл. 2, совпадают с максимумами спектральной чувствительности прибора М-83, который применялся для измерения спектральной прозрачности атмосферы и характеристик атмосферных аэрозолей.

Таблица 2

Показатель поглощения озона α_λ и показатель релеевского рассеяния атмосферы β_λ для разных длин волн

λ нм	326	344	369	463	530	572	627
α_λ см ⁻¹	0,115	0,000	0,000	0,004	0,030	0,055	0,040
β_λ	0,369	0,296	0,220	0,086	0,050	0,036	0,025

Как видно из формулы (7), показатель аэрозольного ослабления атмосферы находится на основании измерения прямой солнечной радиации в относительных единицах, а при наличии озонного поглощения — общего содержания атмосферного озона.

Если в атмосфере распределение аэрозольных частиц по размерам подчиняется формуле Юнге, то по данным измерений прямой солнечной радиации в двух участках спектра можно определить показатель Юнге n . Известно, что показатель аэрозольного ослабления атмосферы δ [2, 9], обусловленный рассеянием, выражается формулой Ми

$$\delta_\lambda = 0,434 \int_{r_1}^{r_2} \pi r^2 k(\rho) \frac{dN}{dr} dr, \quad (8)$$

где r_1 и r_2 — наибольший и наименьший радиусы частиц в вертикальном столбе атмосферы единичного сечения, $k(\rho)$ — фактор

эффективности ослабления, зависящий от параметра

$$\rho = \frac{2\pi r}{\lambda}. \quad (9)$$

Подставляя в (8) вместо dN/dr правую часть (4), получим в результате замены переменной r на переменную ρ и последующего интегрирования (8) следующую формулу:

$$\delta_\lambda = 0,434\pi c \left(\frac{\lambda}{2\pi} \right)^{3-n} \int_{\rho_1}^{\rho_2} \rho^{2-n} k(\rho) d\rho. \quad (10)$$

Определенный интеграл в выражении (10) при $n > 3$ и $300 \text{ нм} < \lambda < 650 \text{ нм}$, как показывают расчеты [8], практически не зависит от λ . Обозначая величину определенного интеграла в выражении (10) через R , будем иметь

$$\delta_\lambda = 0,434\pi c \left(\frac{\lambda}{2\pi} \right)^{3-n} R. \quad (11)$$

Отношение показателей аэрозольного ослабления атмосферы, измеренных в один и тот же момент времени для двух длин волн λ_1 и λ_2 на основании (11) будет равно

$$\frac{\delta_{\lambda_1}}{\delta_{\lambda_2}} = \left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2} \right)^{3-n} \quad (12)$$

Из выражения (12) следует формула

$$n = 3 + \frac{1}{\lg \lambda_2 - \lg \lambda_1} \lg \frac{\delta_{\lambda_1}}{\delta_{\lambda_2}}. \quad (13)$$

Следовательно, зная отношение показателей аэрозольного ослабления атмосферы для двух длин волн λ_1 и λ_2 , можно из формулы (13) определить показатель Юнге n . Заметим, что указанный метод определения показателя Юнге n будет корректным при наличии ослабления света атмосферным аэрозолем как вследствие рассеяния, так и вследствие поглощения, поскольку на формулы (10) и (12) не накладывается никаких ограничений, связанных с этими двумя типами ослабления света. Указанный метод определения n по этой же причине не зависит также от показателя преломления аэрозольных частиц.

Более подробные сведения о методике нахождения показателя Юнге n приводятся в работе [9].

Второй параметр Юнге c находится из формулы (11)

$$c = \frac{\delta_\lambda}{B_\lambda}, \quad (14)$$

где

$$B_\lambda = 0,434\pi \left(\frac{\lambda}{2\pi} \right)^{3-n} R. \quad (15)$$

Как видно из формул (15), (10) и (14), размерность величины B равна см^{3-n} , размерность c равна см^{n-3} . В отличие от показателя n ,

параметр c зависит от показателя преломления аэрозольных частиц, что дополнительно увеличивает погрешность параметра c .

Параметр формулы Онгстрема b находится из сравнения формулы (5) с формулой (11):

$$b = n - 3 \quad (16)$$

а параметр c_1 — из формулы (5)

$$c_1 = \frac{\delta_\lambda}{\lambda - b} \quad (17)$$

Представляет значительный интерес оценка числа аэрозольных частиц в вертикальном столбе атмосферы сечением 1 см^2 . Оценка числа аэрозольных частиц в вертикальном столбе атмосферы по измерению показателя аэрозольного ослабления атмосферы в двух участках спектра была впервые проделана автором в 1963 г. в работе [7], а в 1968 г. [8] усовершенствован метод такой оценки и опубликованы результаты измерений и расчетов. Сущность указанного метода сводится к следующему. Если в соотношении (4) разделить переменные N и r и проинтегрировать полученное дифференциальное уравнение, то получим

$$\int_{N_1}^{N_2} dN = c \int_{r_1}^{r_2} r^{-n} dr, \quad (18)$$

что дает

$$N_{1,2} = N_2 - N_1 = \frac{c}{n-1} (r_1^{1-n} - r_2^{1-n}), \quad (19)$$

где $0 < r_1 < r_2$, а $N_{1,2}$ — общее число частиц с радиусом $r_1 < r < r_2$.

Естественные аэрозольные частицы по своим размерам делятся на три группы: малые частицы или частицы Айткена ($r < 0,1 \text{ мкм}$), большие частицы ($0,1 \text{ мкм} \leq r \leq 1,0 \text{ мкм}$) и гигантские частицы ($1,0 \text{ мкм} < r < 10,0 \text{ мкм}$). Полагая в формуле (19) $r_1 = 0,1 \text{ мкм} = 10^{-5} \text{ см}$, $r_2 = 1 \text{ мкм} = 10^{-4} \text{ см}$, получим следующее выражение для числа больших аэрозольных частиц в вертикальном столбе атмосферы сечением 1 см^2 :

$$N_6 = \frac{c}{n-1} \cdot 10^{5(n-1)}. \quad (20)$$

Аналогично полагая $r_1 = 10^{-4} \text{ см}$ и $r_2 = 10^{-3} \text{ см}$, из выражения (19) получим, что число гигантских частиц в вертикальном столбе атмосферы сечением 1 см^2

$$N_r = \frac{c}{n-1} \cdot 10^{4(n-1)}. \quad (21)$$

Отношение числа больших частиц к числу гигантских частиц, согласно выражениям (20) и (21), равно

$$\frac{N_6}{N_r} = 10^{n-1}. \quad (22)$$

Размерность величин N_6 и N_r , согласно выражению (19), равна см^{-2} .

3. Прибор М-83

Измерения спектральной прозрачности и характеристик атмосферных аэрозолей производились на станциях (см. табл. 1) прибором М-83 конструкции Г. П. Гущина. Прибор М-83 представляет собой фильтровый электрофотометр, которым можно измерять спектральную прозрачность атмосферы в семи участках спектра и общее содержание атмосферного озона [7, 9]. Подробное описание прибора М-83 дано в работе [9].

В приборе М-83 имеется восемь светофильтров, состоящих из различных комбинаций цветных стекол, выпускаемых отечественной промышленностью. В табл. 3 приводятся данные об этих светофильтрах.

Таблица 3

Характеристика светофильтров, применяемых в приборе М-83

Светофильтр	Марка и толщина светофильтров, мм	Длина волны, совпадающая с максимумом спектральной чувствительности, нм	Ширина кривой спектральной чувствительности на половине высоты, нм	Примечание
1-й	УФС - 2 (3,5) + ЖС - 20 (9)	298	21	Для измерения озона
2-й	УФС - 2 (8,5) + ЖС - 3 (2) + СЗС - 21 (1) + СС - 4 (1)	326	21	Для измерения спектральной прозрачности
3-й	УФС - 2 (8,5) + ЖС - 3 (1) + СС - 5 (1)	344	31	
4-й	СЗС - 9 (2) + УФС - 2 (3,5)	369	22	
5-й	ЗС - 2 (7,5)	530	60	
6-й	ЖС - 16 (6) + СС - 4 (5)	463	17	То же
7-й	ЗС - 2 (2) + ОС - 14 (2)	572	33	"
8-й	СЗС - 21 (1) + КС - 13 (3)	627	32	"

Одной из основных характеристик спектрофотометрического прибора является его спектральная чувствительность. Спектральной чувствительностью W_λ называется реакция прибора на монохроматический поток излучения

$$W_\lambda = \frac{dU_\lambda}{d\Phi_\lambda}, \quad (23)$$

где dU_λ — реакция прибора (отсчет), вызываемая падающим на него монохроматическим потоком излучения $d\Phi_\lambda$.

Спектральная чувствительность прибора М-83 определяется монохроматическим коэффициентом пропускания его светофильтров и спектральной чувствительностью фотоэлемента Ф-4. При этом для целей настоящей работы достаточно знать относительную спект-

ральную чувствительность w_λ , представляющую собой отношение

$$w_\lambda = \frac{W_\lambda}{W_{\lambda, m}}, \quad (24)$$

где $W_{\lambda, m}$ — максимальное значение спектральной чувствительности в интервале длин волн λ , выделяемым каким-нибудь светофильтром.

Определение относительной спектральной чувствительности производилось на специальной установке, созданной в отделе актинометрии и атмосферной оптики ГГО. Эта установка состояла из монохроматора, входящего в комплект спектрофотометра СФ-4, вакуумной терморпары Б. П. Козырева, фотоэлектрооптического усилителя Б. П. Козырева, ФЭОУ-18 и самописца ЭПП-09. В качестве источника света применялась лампа накаливания из комплекта спектрофотометра СФ-4. Сначала производилось измерение реакции dU_λ прибора М-83 в восьми участках спектра на монохроматический поток $d\Phi_\lambda$, создаваемый монохроматором. Эта реакция (отсчет) была, согласно (23), равна

$$dU_\lambda = k_1 W_\lambda d\Phi_\lambda, \quad (25)$$

где k_1 — коэффициент пропорциональности, не зависящий от длины волны. Затем измерялась реакция dU'_λ вакуумной терморпары с черной приемной поверхностью на тот же монохроматический поток $d\Phi_\lambda$. В этом случае реакция (отсчет) была равна

$$dU'_\lambda = k_2 d\Phi_\lambda, \quad (26)$$

где k_2 — коэффициент пропорциональности, не зависящий от длины волны.

Отношение указанных реакций равно

$$\frac{dU_\lambda}{dU'_\lambda} = k W_\lambda, \quad (27)$$

где $k = k_1/k_2$.

С помощью выражения (27) находится относительная спектральная чувствительность

$$w_\lambda = \frac{k W_\lambda}{k W_{\lambda, m}} = \frac{W_\lambda}{W_{\lambda, m}}, \quad (28)$$

где $W_{\lambda, m}$ — максимальное значение W_λ (в рассматриваемом случае на графике находится максимум величины $k W_\lambda$).

Спектральная чувствительность прибора М-83 № 94, найденная указанным выше способом, приведена на рис. 1.

Важным обстоятельством при использовании приборов со светофильтрами для спектрофотометрических измерений является применимость закона Бугера—Беера к первичным данным, получаемым по этим приборам. Как мы видели выше, спектральная прозрачность атмосферы и показатель аэрозольного ослабления атмосферы рассчитываются на основании применения закона Бугера—Беера.

Применимость закона Бугера—Беера к данным конкретного прибора (в том числе прибора М-83) определяется близостью эффективной прозрачности $P_{эф}$, измеряемой в действительности этим прибором, к спектральной прозрачности P_{λ} , относящейся к длине волны λ , совпадающей с максимумом спектральной чувствительности прибора.

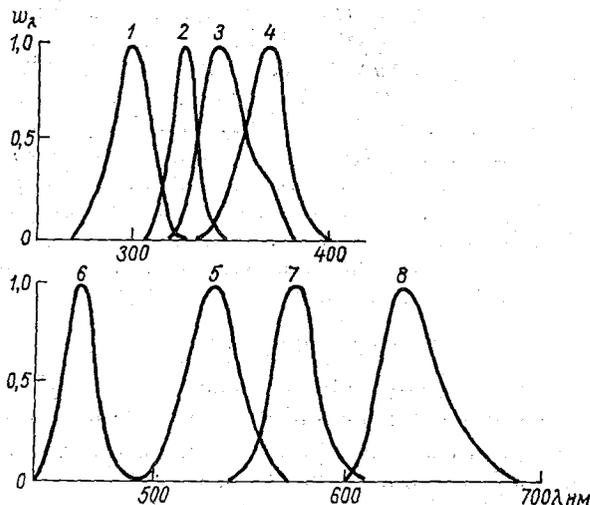


Рис. 1. Относительная спектральная чувствительность прибора М-83 в области восьми светофильтров.

В качестве критерия применимости закона Бугера—Беера к данному спектрофотометрическому прибору с этой точки зрения пригодно выражение

$$\left| \frac{P_{эф} - P_{\lambda}}{P_{\lambda}} \cdot 100 \right| < 2\%. \quad (29)$$

Величина $P_{эф}$, как известно [12], выражается формулой

$$P_{эф} = \left[\frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} w_{\lambda} S_{0, \lambda} P_{\lambda}^m d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} w_{\lambda} S_{0, \lambda} d\lambda} \right]^{\frac{1}{m}}, \quad (30)$$

где λ_1 и λ_2 — границы интервала относительной спектральной чувствительности прибора w_{λ} для данного светофильтра.

Выражение (29) применимо в видимой и ультрафиолетовой областях спектра.

С помощью критерия (29) рассчитываются интервалы высот Солнца, где закон Бугера—Беера применим к данному конкретному прибору. Если данный прибор удовлетворяет критерию (29)

в интервале высот Солнца $10^\circ \leq \theta \leq 90^\circ$, то он пригоден для измерения спектральной прозрачности и показателя аэрозольного ослабления атмосферы в этом интервале. При этом прямые Бугера для этого прибора достаточно корректно можно строить для высот Солнца $10^\circ \leq \theta \leq 90^\circ$, а значения спектральной прозрачности и показателя аэрозольного ослабления атмосферы относить к длине волны λ , совпадающей с максимумом спектральной чувствительности прибора для рассматриваемого светофильтра.

С помощью критерия (29) может быть проверен любой спектрофотометрический прибор с точки зрения применимости к нему закона Бугера—Беера. Проверка прибора М-83 по критерию (29) производилась путем расчета на ЭВМ величины $F(\theta, \Omega)$, являющейся правой частью неравенства (29), для семи участков спектра, выделяемых соответствующими светофильтрами (рис. 1) при условии $\delta\lambda = \text{const}$.

Результаты расчета величины $F(\theta, \Omega)$ для 4-го светофильтра приведены в табл. 4. Как видно, для всех реально используемых значений θ и Ω величина $F(\theta, \Omega)$ меньше 2, что означает применимость закона Бугера—Беера к прибору М-83 с 4-м светофильтром. Соответствующие расчеты для 3, 5, 6, 7 и 8-го светофильтров привели к аналогичным результатам, т. е. что $F(\theta, \Omega) < 2$. Для 2-го светофильтра величина $F(\theta, \Omega)$ изменяется в пределах 0—4,0. Это означает, что прибор М-83 удовлетворяет критерию применимости закона Бугера—Беера (29) при $10^\circ \leq \theta \leq 90^\circ$ и $0,160 \text{ см} \leq \Omega \leq 0,600 \text{ см}$, за исключением небольшого отклонения, не превышающего 4% для 2-го светофильтра.

Что касается величины $F(\theta, \Omega)$ для 1-го светофильтра, предназначенного для измерения озона, то расчеты показывают, что эта величина значительно превышает 2. Следовательно, вследствие эффекта Форбса закон Бугера—Беера не применим к 1-му светофильтру прибора М-83. Это обстоятельство учитывается в методике, применяемой для измерения озона прибором М-83 [7]. Для измерения спектральной прозрачности атмосферы 1-й светофильтр не применяется.

Важной особенностью прибора М-83 является наличие в нем стабилизированной контрольной лампы, с потоком излучения которой сравниваются измеряемые потоки.

Из формул (1), (2), (7), которые применяются для расчета спектральной прозрачности и характеристик атмосферного аэрозоля, следует, что прямую солнечную радиацию в выбранных участках спектра достаточно измерять в относительных единицах. При этом соответствующие коэффициенты пропорциональности к величинам S_λ и $S_{\lambda,0}$ в этих формулах сокращаются или взаимно уничтожаются.

Вследствие линейности прибора М-83 его отсчеты прямо пропорциональны величинам прямой солнечной радиации в том или ином участке спектра. Эта пропорциональность соблюдается в том случае, если в значения отсчетов введены температурные поправки, разные для каждого светофильтра. Температурные поправки прибора М-83 находятся с помощью специального термостата

Таблица 4

Величина $F(\theta, \Omega)$ в зависимости от высоты Солнца θ и общего содержания озона Ω . Прибор М-83, 4-й светифильтр

θ°	Ω													
	0,160	0,200	0,240	0,280	0,320	0,360	0,400	0,440	0,480	0,520	0,560	0,600		
2	1,290	1,290	1,290	1,290	1,290	1,290	1,290	1,290	1,290	1,290	1,290	1,290	1,290	
4	1,167	1,167	0,167	0,167	0,167	0,167	0,167	0,167	0,167	0,167	0,167	0,167	0,167	
6	0,419	0,419	0,419	0,419	0,419	0,419	0,419	0,419	0,419	0,419	0,419	0,419	0,419	
8	0,768	0,768	0,768	0,769	0,769	0,769	0,769	0,769	0,769	0,769	0,769	0,769	0,770	
10	0,997	0,997	0,998	0,998	0,998	0,998	0,998	0,999	0,999	0,999	0,999	0,999	0,999	
15	1,325	1,325	1,326	1,326	1,326	1,326	1,327	1,327	1,327	1,327	1,328	1,328	1,328	
20	1,498	1,497	1,497	1,498	1,498	1,499	1,499	1,499	1,500	1,500	1,501	1,501	1,501	
25	1,601	1,602	1,602	1,603	1,603	1,603	1,604	1,604	1,605	1,605	1,606	1,606	1,606	
30	1,671	1,671	1,672	1,673	1,673	1,673	1,674	1,674	1,675	1,675	1,676	1,676	1,676	
35	1,721	1,721	1,722	1,722	1,722	1,723	1,724	1,724	1,725	1,725	1,726	1,726	1,726	
40	1,757	1,757	1,758	1,759	1,759	1,760	1,760	1,761	1,761	1,762	1,762	1,763	1,763	
45	1,784	1,785	1,785	1,786	1,787	1,787	1,788	1,788	1,789	1,789	1,790	1,791	1,791	
50	1,806	1,806	1,807	1,807	1,808	1,809	1,809	1,810	1,810	1,811	1,812	1,812	1,812	
55	1,822	1,823	1,823	1,824	1,825	1,825	1,826	1,826	1,827	1,828	1,828	1,829	1,829	
60	1,835	1,836	1,836	1,837	1,838	1,838	1,839	1,839	1,840	1,841	1,841	1,842	1,842	
65	1,845	1,846	1,846	1,847	1,848	1,848	1,849	1,849	1,850	1,851	1,851	1,852	1,852	
70	1,853	1,854	1,854	1,855	1,855	1,856	1,857	1,857	1,858	1,858	1,859	1,860	1,860	
75	1,859	1,859	1,860	1,860	1,861	1,862	1,862	1,863	1,864	1,864	1,865	1,865	1,865	
80	1,863	1,863	1,864	1,864	1,865	1,866	1,866	1,867	1,868	1,868	1,869	1,869	1,869	
85	1,865	1,865	1,866	1,867	1,867	1,868	1,868	1,869	1,870	1,870	1,871	1,872	1,872	
90	1,866	1,866	1,867	1,867	1,868	1,869	1,869	1,870	1,871	1,871	1,872	1,872	1,872	

с оптическим входом в лабораторных условиях. В работе [9] значения этих поправок (температурных коэффициентов) приведены для широкого диапазона температур.

Исправленный (или приведенный) отсчет по прибору М-83, который затем применяется для расчетов, исходя из вышесказанного, равен

$$I_i = \frac{a_i r q_{T,i} \cdot 100}{a_K}, \quad (31)$$

где a_i — отсчет при i -том светофильтре, r — коэффициент перехода к основной чувствительности (обычно к 3-й), $q_{T,i}$ — температурный коэффициент, a_K — отсчет по стабилизированной контрольной лампе. Ввиду того что исправленный отсчет I_i находится как отношение отсчета по прямому солнечному свету a_i к отсчету по контрольной лампе a_K , величина I_i не зависит от изменения чувствительности прибора, связанной со старением фотоэлемента и колебаниями коэффициента усиления усилителя. Контрольная лампа работает в режиме недокала, а стабилизация ее светового потока достигается путем стабилизации тока, проходящего через эту лампу.

При измерении спектральной прозрачности и характеристик атмосферного аэрозоля в прибор М-83, помимо прямого солнечного излучения, попадает в пределах его телесного угла рассеянное околосолнечное излучение, являющееся помехой при такого рода измерениях.

Для выяснения влияния околосолнечного излучения на показания прибора М-83 [13] была проделана серия экспериментов с экранами, перекрывающими поток прямой солнечной радиации, но оставляющими открытым доступ в прибор рассеянной радиации. Эксперименты проводились при отсутствии облачности в районе Солнца и при разных его угловых высотах на базах Главной геофизической обсерватории в Воейково и Карадаге (Феодосия).

Перед входной диафрагмой прибора М-83 на его оси устанавливались два небольших круглых непрозрачных экрана (диаметром 14 и 15,5 мм), которые закрывали доступ в прибор радиации в пределах телесного угла, равного 2°. Поскольку предельный телесный угол прибора М-83 равен 6°, в прибор с экранами поступала только

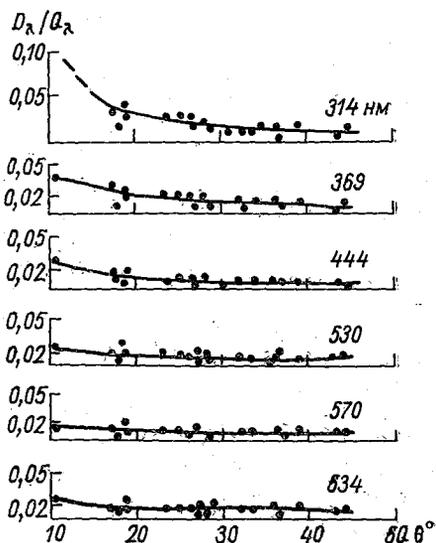


Рис. 2. Отношение D_λ / Q_λ для озонометра М-83 в зависимости от высоты Солнца θ и длины волны λ . Карадаг, 16 сентября 1968 г.

рассеянная радиация D_λ от кольцевой околосолнечной области от 2 до 6° . Два экрана применялись для ослабления влияния дифракции на их краях, поскольку второй большой экран, расположенный на большем расстоянии от прибора, был «невидим» из центра внутренней диафрагмы прибора (диаметр внутренней диафрагмы равен 4 мм). При снятых экранах в прибор поступала суммарная радиация Q_λ в пределах телесного угла 6° . Определялось отношение D_λ/Q_λ для разных высот Солнца и разных длин волн. Выделение спектральных интервалов производилось с помощью стандартных светофильтров.

На рис. 2 приводятся результаты одной серии измерений отношения D_λ/Q_λ для шести длин волн. Из рисунка следует, что отношение D_λ/Q_λ увеличивается с уменьшением высоты Солнца и длины волны. Величина отношения D_λ/Q_λ не превышала 0,05 для $\lambda \geq 369$ нм и $\theta \geq 10^\circ$. Для $\theta \geq 20^\circ$ и $\lambda \geq 369$ нм отношение D_λ/Q_λ не превышало 0,02. В результате измерений этого отношения в другие дни были получены величины, близкие к показанным на рис. 2.

Таким образом, в подавляющем числе случаев помеха, вызываемая рассеянным околосолнечным излучением в интервале высот Солнца $15^\circ \leq \theta \leq 90^\circ$, не превышала 2%.

4. Отличительные особенности методики градуировки прибора М-83

Основными величинами, которые находятся при градуировке прибора М-83, являются внеатмосферные спектральные постоянные $l_{0,i} = \lg S_{0,i}$, где индекс i означает номер светофильтра.

Определение $l_{0,i}$ производится, как уже отмечалось, путем построения прямых Бугера [2, 7, 8]. Пример построения графика зависимости $l_{0,i}$ от m показан на рис. 3. Имеются известные трудности при нахождении значений $l_{0,i}$. В одних случаях предлагается измерения S_λ проводить в дни с очень высокой прозрачностью атмосферы, в других случаях — в дни с высокой стабильностью оптических условий в атмосфере. На практике оказывается, что количество дней с указанными условиями составляет несколько единиц в год, причем распределение таких дней в году бывает случайным. Это обстоятельство накладывает повышенные требования к стабильности применяемых приборов (поскольку в величину $l_{0,i}$ входит в виде слагаемого постоянная прибора) и все вместе очень сильно ограничивает возможности получения надежных значений $l_{0,i}$.

В настоящей работе используется иной подход к решению задачи о нахождении надежных значений $l_{0,i}$, основанный на статистической обработке данных измерений, одновременно с сохранением требования о повышенной стабильности прибора. При этом определение значений $l_{0,i}$ производится в любой день, когда облака не закрывают диск Солнца и когда продолжительность солнечного сияния такова, что охватывается промежуток времени с изменением атмосферной массы более чем на две единицы. В этих условиях большой (за период три месяца) ряд значений $l_{0,i}$, полученный в результате построения графиков с прямыми Бугера, следует считать

состоящим из случайных и независимых друг от друга величин, к которым применима обычная статистическая обработка.

Цель статистической обработки состоит в том, чтобы: а) отбраковать грубые ошибки $l_{0,i}$; б) определить надежные средние значения $l_{0,i}$ и оценить погрешность этих величин. Методика указанной обработки изложена в работе [9].

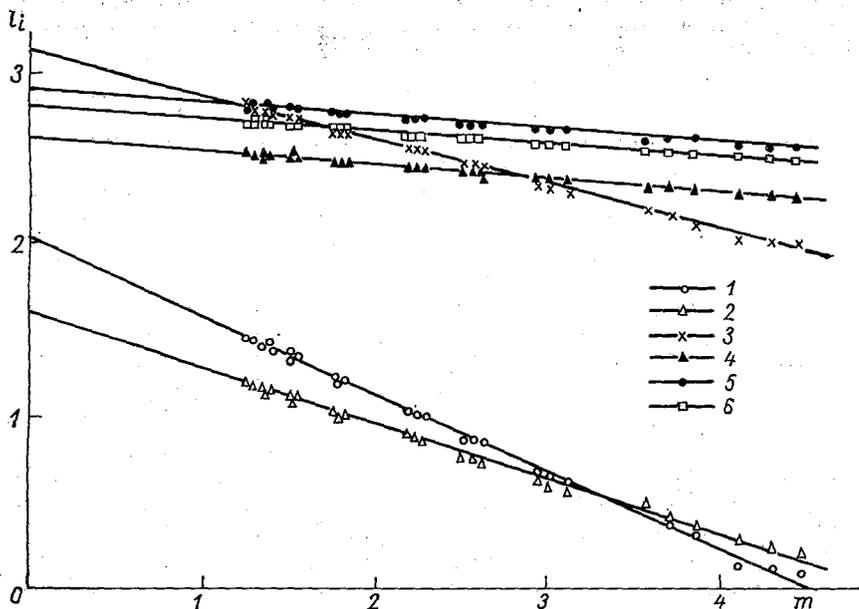


Рис. 3. Зависимость l_i от оптической массы m . Воейково, 10 июля 1971 г. Прибор М-83 № 94.

1) $\lambda=326$ нм, $l_{0,2}=2,01$; 2) $\lambda=344$ нм, $l_{0,3}=1,31$; 3) $\lambda=369$ нм, $l_{0,4}=3,06$; 4) $\lambda=530$ нм, $l_{0,5}=2,32$; 5) $\lambda=565$ нм, $l_{0,7}=2,96$; 6) $\lambda=605$ нм, $l_{0,8}=2,91$.

Определение погрешности величины $\bar{l}_{0,i}$ производилось по формуле

$$\sigma_{\bar{l}_{0,i}} = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^n (l_{0,i,j} - \bar{l}_{0,i})^2}{n(n-1)}}. \quad (32)$$

Результаты расчетов величины $\sigma_{\bar{l}_{0,i}}$ для Воейково приводятся в табл. 5 (последняя строка). Там же даны значения $l_{0,i}$ и $\bar{l}_{0,i}$. Как видно из таблицы, абсолютная погрешность значения $\bar{l}_{0,i}$ близка к 0,01.

Следует заметить, что уменьшение погрешности $\bar{l}_{0,i}$ за последние годы произошло вследствие того, что в приборе М-83 стали применяться миллиамперметры М-903 вместо микроамперметров М-24

(на блоке для ночных измерений и контроля), что позволило заметно уменьшить температурную погрешность.

Для характеристики устойчивости значений $\bar{l}_{0,i}$ приводится табл. 6, в которой даны значения $\bar{l}_{0,i}$ на май 1971 г. — октябрь 1972 г. Как видно из таблицы, значения $\bar{l}_{0,i}$ обладают заметной устойчивостью. Амплитуда колебаний этих величин за 18 месяцев составляет 2%. Это обстоятельство свидетельствует об устойчивости показаний прибора М-83.

Таблица 5

Значения внеатмосферных постоянных $l_{0,i}$. Воейково, май—июль 1971 г., прибор М-83 № 94

Дата	$l_{0,2}$	$l_{0,3}$	$l_{0,4}$	$l_{0,5}$	$l_{0,6}$	$l_{0,7}$	$l_{0,8}$
14 V	1,98	1,56	3,12	2,62	3,74	2,92	2,82
25	2,03	1,66	3,15	2,63	3,79	2,91	2,83
31	2,02	1,64	3,15	2,61	3,79	2,90	2,80
16 VI	1,95	1,58	3,10	2,61	3,76	2,90	2,81
21	1,99	1,63	3,13	2,60	3,78	2,88	2,80
22	2,03	1,63	3,15	2,64	3,81	2,91	2,83
23	1,88	—	—	—	—	2,84	2,73
28	1,90	1,56	—	—	—	2,80	2,77
10 VII	2,03	1,61	3,15	2,65	3,79	2,91	2,81
24	2,05	1,63	3,09	2,61	—	—	—
26	2,05	1,65	3,19	2,64	3,81	2,90	2,83
30	1,96	1,59	3,10	2,62	3,75	2,88	2,79
31	1,92	1,55	3,12	2,63	3,80	2,95	2,81
$l_{0,i}$	1,98	1,61	3,13	2,62	3,78	2,89	2,80
$\sigma_{l_{0,i}}$	0,016	0,011	0,009	0,005	0,008	0,011	0,008

5. Оценка погрешностей данных измерений спектральной прозрачности и характеристик атмосферного аэрозоля

Погрешность значений спектральной прозрачности атмосферы и характеристик атмосферного аэрозоля, получаемых с помощью прибора М-83, можно оценить по погрешностям непосредственно измеряемых прибором величин, от которых зависят P_λ , δ_λ , n и N_b .

а) Погрешность величин P_λ .

Дифференцируя выражение (1), получим

$$\frac{dP_\lambda}{P_\lambda} = \frac{1}{m} \left(\frac{dS_\lambda}{S_\lambda} - \frac{dS_{\lambda,0}}{S_{\lambda,0}} - \ln P_\lambda \frac{dm}{m} \right). \quad (33)$$

Отсюда предельная относительная погрешность величины P_λ равна

$$\frac{\Delta P_\lambda}{P_\lambda} \cdot 100 = \frac{1}{m} \left(\left| \frac{\Delta S_\lambda}{S_\lambda} \right| + \left| \frac{\Delta S_{\lambda,0}}{S_{\lambda,0}} \right| + \left| \ln P_\lambda \right| \frac{\Delta m}{m} \right) \cdot 100. \quad (34)$$

Таблица 6

Средние значения внеатмосферных постоянных $l_{0, i}$ за месяц

Станция	$l_{0, i}$	1971 г.									
		V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII		
Карадаг	$l_{0, 4}$	3,08	3,06		3,05	3,05	3,04	3,15	3,08		
	$l_{0, 5}$	2,55	2,53		2,53	2,54	2,53	2,61	2,58		
	$l_{0, 6}$	3,33	3,30		3,30	3,29	3,30	3,35	3,37		
	$l_{0, 7}$	2,79	2,78		2,76	2,76	2,78	2,82	2,82		
	$l_{0, 8}$	2,76	2,74		2,73	2,73	2,73	2,78	2,77		
Воейково	$l_{0, 4}$	3,12	3,12	3,13	3,13	3,13	3,13	3,13	—		
	$l_{0, 5}$	2,62	2,62	2,62	2,62	2,62	2,62	2,62	—		
	$l_{0, 6}$	3,76	3,76	3,78	3,78	3,78	3,78	3,78	—		
	$l_{0, 7}$	2,91	2,90	2,89	2,91	2,91	2,91	2,91	—		
	$l_{0, 8}$	2,82	2,80	2,80	2,81	2,81	2,81	2,81	—		
Большая Елань	$l_{0, 4}$					2,90	2,92	2,92	—		
	$l_{0, 5}$					2,49	2,52	2,53	—		

Станция	$l_{0, i}$	1972 г.									
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Карадаг	$l_{0, 4}$	3,05	3,04	3,03	3,02	3,04	3,05	3,05	3,05	3,04	3,07
	$l_{0, 5}$	2,55	2,56	2,57	2,54	2,55	2,53	2,53	2,53	2,52	2,56
	$l_{0, 6}$	3,33	3,34	3,31	3,30	3,29	3,28	3,28	3,28	2,72 ¹	2,74
	$l_{0, 7}$	2,83	2,82	2,81	2,78	2,74	2,73	2,73	2,73	2,72	2,76
	$l_{0, 8}$	2,74	2,76	2,72	2,71	2,70	2,70	2,70	1,79 ¹	1,79	1,82
Воейково	$l_{0, 4}$	—	3,14	3,14	3,14	3,13	3,13	3,13	3,13	3,14	3,14
	$l_{0, 5}$	—	2,63	2,63	2,63	2,62	2,62	2,62	2,62	2,63	2,63
	$l_{0, 6}$	—	3,77	2,87 ¹	2,87	2,86	2,86	2,86	2,86	2,87	2,87
	$l_{0, 7}$	—	2,90	2,90	2,90	2,89	2,89	2,89	2,89	2,90	2,90
	$l_{0, 8}$	—	2,83	2,83	2,83	2,01 ¹	2,01	2,01	2,01	2,02	2,02
Большая Елань	$l_{0, 4}$	—	2,90	2,91	2,91	2,93	2,94	2,90	2,91	—	—
	$l_{0, 5}$	—	2,51	2,55	2,54	2,55	2,54	2,50	2,52	—	—

¹ Произошла смена светофильтра.

Произведем оценку всех входящих в выражение (34) членов. При этом выберем средние условия с точки зрения оценки погрешности P_λ . Положим $m=2$; $P_\lambda=0,6$; $\Delta S_\lambda/S_\lambda=0,02$; $\Delta m/m=0,005$. Из соотношения $l_{\lambda,0} = \lg S_{\lambda,0}$ после дифференцирования и перехода к конечным приращениям получим $\Delta S_{\lambda,0}/S_{\lambda,0} = 2,3 \Delta l_{\lambda,0}$. Откуда, принимая в соответствии с оценкой величины $l_{\lambda,0}$ в п. 4 $\Delta l_{\lambda,0} = 0,01$, получим $\Delta S_{\lambda,0}/S_{\lambda,0} = 0,02$. Окончательно из (34) будем иметь

$$\frac{\Delta P_\lambda}{P_\lambda} \cdot 100 = \frac{1}{1,5} (0,02 + 0,02 + 0,5 \cdot 0,005) \cdot 100 = 2,2\%$$

При средних условиях предельная относительная погрешность величины P_λ составляет 2%. Абсолютная погрешность величины P_λ (на основании (34)) будет равна 0,01—0,02.

б) Погрешность величины δ_λ .

Дифференцируя выражение (7) и заменяя дифференциалы конечными приращениями, получим

$$\Delta \delta_\lambda = \frac{1}{m} |\Delta l_{\lambda,0}| + \frac{1}{m} |\Delta l_\lambda| + \frac{l_{0,\lambda} - l_\lambda}{m^2} |\Delta m| + |\Delta \beta_\lambda| + \Omega |\Delta \alpha_\lambda| + \alpha_\lambda |\Delta \Omega|. \quad (35)$$

Полагая для средних условий $m=2$; $l_{0,\lambda} - l_\lambda = 1,0$; $\Omega = 0,3$ см; $\alpha_\lambda = 0,1$ см⁻¹; $\Delta l_{\lambda,0} = \Delta l_\lambda = 0,01$; $\Delta m = 0,003$; $\Delta \beta_\lambda = 0,005$; $\Delta \alpha_\lambda = 0,01$ см⁻¹; $\Delta \Omega = 0,01$ см, получим предельную абсолютную погрешность δ_λ :

$$\Delta \delta = 0,005 + 0,005 + 0,001 + 0,005 + 0,003 + 0,001 = 0,02.$$

Предельная относительная погрешность этой величины в зависимости от δ_λ будет следующая:

$\delta_\lambda \dots \dots \dots$	0,100	0,200	0,400
$\frac{\Delta \delta_\lambda}{\delta_\lambda} \cdot 100\% \dots \dots$	20	10	5

в) Погрешность величины n .

Дифференцируя выражение (13) и заменяя дифференциалы конечными приращениями, получим

$$\Delta n = \frac{0,434}{\lg \lambda_1 - \lg \lambda_2} \left[\frac{|\Delta \delta_{\lambda_1}|}{\delta_{\lambda_1}} + \frac{|\Delta \delta_{\lambda_2}|}{\delta_{\lambda_2}} \right]. \quad (36)$$

Полагая для средних условий $\frac{\Delta \delta_{\lambda_1}}{\delta_{\lambda_1}} = \frac{\Delta \delta_{\lambda_2}}{\delta_{\lambda_2}} = 0,1$; $\lambda_1 = 369$ нм;

$\lambda_2 = 530$ нм, будем иметь

$$\Delta n = \frac{0,434}{0,158} (0,1 + 0,1) = 0,55.$$

Предельная относительная погрешность n при $n=4$ будет равна

$$\frac{\Delta n}{n} \cdot 100 = \frac{0,55}{4} \cdot 100 = 14\%$$

Заметим, что найденная таким способом погрешность n представляется нам завышенной, что следует из сравнения этой погрешности с дисперсией величины n .

Предельная абсолютная погрешность величины $b = n - 3$ будет, очевидно, равна $\Delta b = \Delta n$.

г) Погрешность величины N_6 .

Из формулы (20) следует, что предельная относительная погрешность величины N_6 равна

$$\frac{\Delta N_6}{N_6} \cdot 100 = \left(\frac{|\Delta c|}{c} + \frac{|\Delta n|}{n-1} + \frac{n-1}{2} |\Delta n| \right) \cdot 100. \quad (37)$$

В работе [8] приводится оценка предельной относительной погрешности величины c для случая капелек воды. Она составляет около 100%. Если положить, что $\Delta c/c = 1$; $n = 4$; $\Delta n = 0,5$, то из (37) получим

$$\frac{\Delta N_6}{N_6} \cdot 100 = (1 + 0,17 + 0,75) \cdot 100 = 192\%$$

Следовательно, можно получить только грубую оценку величины N_6 , пользуясь предложенным методом. При этом следует учитывать, что в настоящее время нет других практических способов измерения количества больших аэрозольных частиц в вертикальном столбе атмосферы единичного сечения.

6. Сравнение данных о спектральной прозрачности атмосферы, измеренных разными приборами

В мае и июне 1972 г. в Воейково были произведены одновременные измерения спектральной прозрачности и характеристик атмосферы пятью различными приборами:

- 1) прибором М-83 № 94;
- 2) фотометром Фольца ДА-34;
- 3) фотометром Фольца ДА-35;
- 4) актинометром Фейснера с интерференционными светофильтрами;
- 5) актинометром АТ-50 с односторонне режущими светофильтрами.

Фотометры Фольца [14] выделяли два участка спектра с центрами, совпадающими с длинами волн 380 и 500 нм. Актинометр Фейснера со светофильтрами выделял 11 участков спектра в области 350—1000 нм. Актинометр АТ-50 со стеклянными светофильтрами отрезал коротковолновые участки спектра с границами, совпадающими с длинами волн 380, 470, 530, 630 и 710 нм. При этом разность отсчетов по двум таким светофильтрам была

пропорциональна прямой солнечной радиации в участках спектра 380—470, 470—530 нм и т. д.

К сожалению, по погодным условиям и по некоторым другим причинам не удалось провести длинный ряд одновременных наблюдений всеми приборами. Тем не менее полученные результаты измерений представляют значительный научный интерес.

В табл. 7 приводятся результаты измерений показателя аэрозольного ослабления атмосферы δ_λ и показателя Юнге n разными приборами. Как видно из таблицы, значения показателя аэрозольного ослабления δ_λ , полученные по разным приборам, близки друг к другу. В подавляющем числе случаев различия между показателями аэрозольного ослабления для двух близких групп длин волн (369—380 и 500—530 нм) не превышают предельной относительной погрешности величины δ_λ (см. п. 5).

Значения показателя Юнге n , в отличие от показателя δ_λ , близки между собой только для приборов ДА-34, ДА-35 и М-83 № 94. Значения n , полученные по актинометру Фейснера со светофильтрами, заметно больше соответствующих значений n , полученных по приборам ДА-34, ДА-35, М-83 № 94. Так, 18 мая это различие между приборами ДА-34 и актинометром Фейснера со светофильтрами достигла в среднем 20%, а в отдельных случаях в этот день равнялась 40%. Еще в большей степени отличаются значения n , полученные по прибору АТ-50 со светофильтрами, от данных по другим приборам. Так, 18 мая 1972 г. эти различия в отдельные сроки превышали 40%. Следует отметить также, что у прибора АТ-50 со светофильтрами наблюдается весьма большой разброс значений n в течение дня, заметно превышающий разброс этой величины у других приборов. Одной из основных причин, вызвавшей различия в значениях n , была разная методика нахождения показателя n . Для приборов М-83 № 94, ДА-34 и ДА-35 методика нахождения n была одинаковой и основывалась на применении формулы (12). При этом использовались следующие близкие между собой пары длин волн: для М-83 № 94—369 и 530 нм, для ДА-34 и ДА-35—380 и 500 нм.

Методика нахождения n при применении актинометра Фейснера со светофильтрами основывалась на построении линейного графика вида $\lg \delta_\lambda = \lg c_1 - b \lg \lambda$, вытекающего из формулы (5), и определении наклона полученной прямой к оси абсцисс. При этом использовались 11 длин волн, соответствующих максимумам пропускания интерференционных светофильтров.

Для большей наглядности данные сравнений представлены на рис. 4 (значения δ_λ) и на рис. 5 (значения n). Цифрой 4 на обоих рисунках отмечены данные, полученные по актинометру Фейснера со светофильтрами. На рис. 5 показана дополнительная кривая 5, которая построена для значений n , полученных по актинометру Фейснера со светофильтрами, но рассчитанных по двум длинам волн ($\lambda_1 = 375$ нм и $\lambda_2 = 503$ нм). Как видно из рис. 5, значения n , вычисленные по методу двух длин волн (кривая 5), в среднем ближе к соответствующим значениям, полученным по другим приборам.

Значения δ_λ и n , измеренные различными приборами. Восейково, 1972 г.

Время (мос- ков- ское) в мин	δ_λ										n			
	М-83 № 94, 369 нм	ДА-34, 380 нм	ДА-35, 380 нм	АТ-Фейснера, 375 нм	АТ-50, 380 нм	М-83 № 94, 530 нм	ДА-34, 500 нм	ДА-35, 503 нм	АТ-Фейснера, 503 нм	АТ-50, 500 нм	М-83 № 94	ДА-34	ДА-35	АТ-Фейснера
7 30	0,168	0,220	—	—	—	0,117	0,150	—	—	4,0	3,2	—	—	—
7 55	0,228	0,220	—	—	—	0,185	0,150	—	—	3,6	3,2	—	—	—
8 30	0,223	0,230	—	—	—	0,180	0,150	—	—	3,6	3,3	—	—	—
9 30	0,316	0,230	—	—	—	0,283	0,150	—	—	3,3	3,2	—	—	—
13 00	0,287	0,260	—	—	—	0,243	0,190	—	—	3,5	3,3	—	—	—
5 мая														
7 25	0,128	0,120	0,120	0,124	—	0,077	0,086	0,085	0,07	4,4	4,2	4,2	4,7	7,1
8 05	0,132	0,110	0,120	0,109	—	0,081	0,080	0,102	0,089	4,4	4,2	3,6	4,8	5,3
8 35	0,132	0,100	0,110	0,118	—	0,080	0,080	0,078	0,089	4,4	4,1	4,2	4,8	4,2
9 30	0,108	0,080	0,080	0,097	0,08	0,067	0,070	0,065	0,074	3,8	3,5	3,8	4,9	3,4
13 00	0,093	0,080	0,080	—	0,05	0,068	0,055	—	0,07	3,8	3,8	—	—	2,8
15 00	0,100	0,090	0,080	0,098	0,05	0,070	0,070	0,070	0,074	4,0	3,0	3,5	4,8	2,2
16 30	0,094	0,080	0,070	0,090	0,07	0,064	0,057	0,062	0,067	4,0	4,2	3,4	5,0	3,5
17 30	0,093	0,070	0,070	0,095	0,09	0,062	0,055	0,060	0,062	4,1	4,2	3,6	4,6	—
18 мая														

Время (мос- ков- ские) ч мин	δ _γ										η					
	Высота солнца, град.		М-83 № 94, 369 нм	ЛД-34, 380 нм	ЛД-35, 380 нм	АТ-Фейснера, 375 нм	АТ-50, 380 нм	М-83 № 94, 530 нм	ЛД-34, 500 нм	ЛД-35, 500 нм	АТ-Фейснера, 503 нм	АТ-50, 500 нм	М-83 № 94	ЛД-34	ЛД-35	АТ-Фейснера
8 05	27,7	0,191	0,015	—	—	—	0,125	0,025	—	—	0,12	4,2	—	—	—	4,1
15 00	46,6	0,174	0,140	0,13	0,120	0,110	0,11	4,0	2,1	—	—	—	—	—	—	3,6
7 30	23,7	0,212	0,200	0,25	0,124	0,140	0,14	4,5	4,3	—	—	—	—	—	—	5,1
8 00	27,5	0,234	0,215	0,20	0,147	0,150	0,16	4,3	4,3	—	—	—	—	—	—	3,8
8 30	31,3	0,217	0,200	0,22	0,127	0,140	0,13	4,5	4,3	—	—	—	—	—	—	4,9
10 00	41,9	0,207	0,200	0,16	0,132	0,140	0,12	4,2	4,3	—	—	—	—	—	—	3,9
13 00	52,7	0,200	0,150	0,26	0,137	0,115	0,10	4,0	4,0	—	—	—	—	—	—	6,5
10 03	42,2	0,297	0,290	0,320	0,194	0,220	0,203	4,2	4,0	—	—	—	—	—	—	3,7
13 00	52,8	0,232	0,220	—	0,177	0,160	0,14	3,7	4,1	—	—	—	—	—	—	3,9
8 30	31,7	0,180	0,150	—	0,13	0,115	0,11	4,0	4,0	—	—	—	—	—	—	3,7
9 00	35,2	0,173	0,150	—	0,18	0,125	0,12	4,0	3,7	—	—	—	—	—	—	4,6

Методика нахождения n при применении актинометра АТ-50 с отрезными светофильтрами [15] отличалась от двух упомянутых выше методик. Определенное отрицательное значение имело при

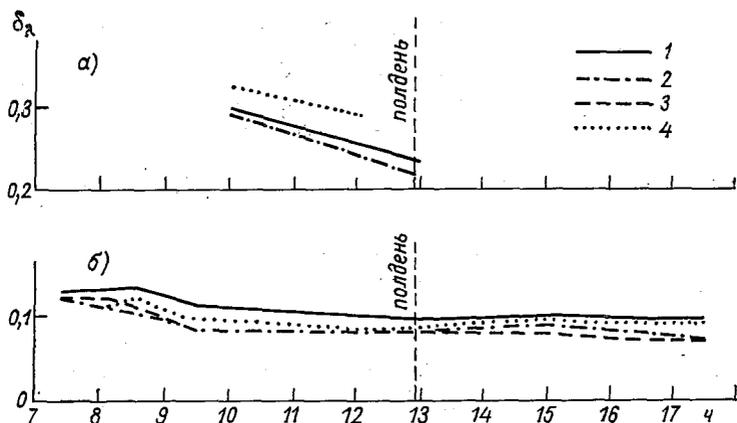


Рис. 4. Показатель аэрозольного ослабления атмосферы δ_λ в период сравнения показаний различных приборов. Воейково.

а) 7 июня 1972 г., б) 18 мая 1972 г.; 1) М-83 № 94, 2) ДА-34, 3) ДА-35, 4) актинометр с фильтрами.

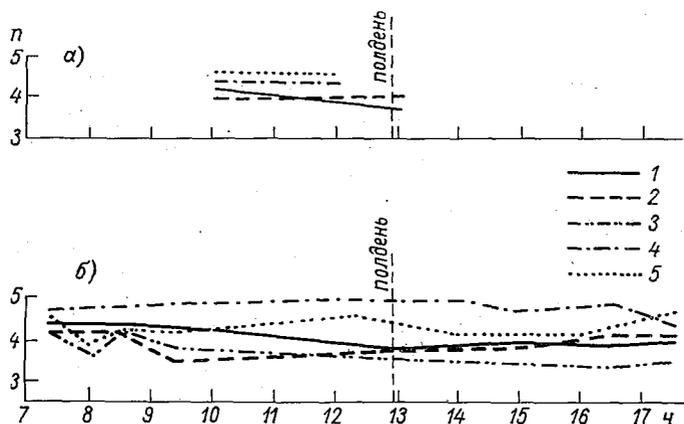


Рис. 5. Показатель Юнге n в период сравнения показаний различных приборов. Воейково.

а) 17 июня 1972 г., б) 18 мая 1972 г.; 1) М-83 № 94, 2) ДА-34; 3) ДА-35; 4) актинометр с фильтрами (I вариант), 5) актинометр с фильтрами (II вариант).

применении этого прибора то обстоятельство, что величина прямой солнечной радиации для ограниченных участков спектра находилась как сравнительно небольшая разность двух больших величин (двух отсчетов по двум светофильтрам).

Некоторое определенное значение имело различие в инерционности применявшихся приборов. Приборы фотоэлектрические (М-83 № 94, ДА-34 и ДА-35) были сравнительно малоинерционными, приборы термоэлектрические (актинометры) были, наоборот, инерционными. При нестабильном состоянии атмосферы на взятие отсчетов по термоэлектрическим приборам уходило много времени, а в некоторых случаях отсчеты не удавалось взять совсем. По фотоэлектрическим приборам в это время измерения велись сравнительно легко.

В заключение следует пожелать для большей объективности провести в дальнейшем длительные сравнения различных приборов, измеряющих спектральную прозрачность атмосферы и характеристики атмосферного аэрозоля.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сивков С. И. Методы расчета характеристик солнечной радиации. Л., Гидрометеиздат, 1968. 232 с.
2. Радиационные характеристики атмосферы и земной поверхности. Под ред. К. Я. Кондратьева. Л., Гидрометеиздат, 1969, 564 с.
3. Георгиевский Ю. С. и др. Проекторный луч в атмосфере. М., Изд. АН СССР, 1960. 243 с.
4. Иванов А. И. и др. Рассеяние света в атмосфере. Алма-Ата, «Наука», 1968. 196 с.
5. Гушин Г. П. Измерение оптической толщи аэрозолей в атмосфере. — «Тр. ГГО», 1960, вып. 105, с. 43—50.
6. Гушин Г. П. Изучение атмосферных аэрозолей. — «Тр. 2-го Межведомственного совещания по актинометрии и атмосферной оптике». Л., Гидрометеиздат, 1961, с. 218—227.
7. Гушин Г. П. Исследование атмосферного озона. Л., Гидрометеиздат, 1963. 269 с.
8. Гушин Г. П. Спектрофотометрические исследования характеристик атмосферного аэрозоля в различных географических районах СССР. — «Тр. ГГО», 1968, вып. 223, с. 65—80.
9. Методические указания по производству и обработке наблюдений за спектральной прозрачностью атмосферы и характеристиками атмосферных аэрозолей. Сост. Г. П. Гушин. Л., Гидрометеиздат, 1972. 53 с.
10. Розенберг Г. В. Оптические исследования атмосферного аэрозоля. УФН, 1968, т. 95, № 1, с. 159—208.
11. Юнге Х. Химический состав и радиоактивность атмосферы. М., «Мир», 1965. 424 с.
12. Розенберг Г. В. Сумерки. М., Физматгиз, 1963. 380 с.
13. Гушин Г. П., Александров П. А. О влиянии рассеянной околосолнечной радиации на показания прибора М-83. — «Тр. ГГО», 1970, вып. 255, с. 69—72.
14. Volz type sun photometer. Climet model 019-1. Instructional Climet Instrument Inc., 1969. 10 p.
15. Кондратьев К. Я. Актинометрия. Л., Гидрометеиздат, 1965. 691 с.

СОПОСТАВЛЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ПРОЗРАЧНОСТИ АТМОСФЕРЫ И АЭРОЗОЛЯ

1. О связи между спектральной, интегральной и горизонтальной прозрачностью атмосферы

Сведения о спектральной прозрачности атмосферы и оптических характеристиках атмосферных аэрозолей, полученные на сети станций, расположенных на территории СССР, опубликованы в работах [1, 2]. В настоящей статье представлены дополнительные данные, характеризующие прозрачность атмосферы в разных участках спектра и в разных направлениях.

В течение четырех последних лет на научно-экспериментальной базе ГГО в Воейково осуществляются систематические комплексные измерения прозрачности атмосферы. При этом измеряются следующие характеристики прозрачности атмосферы:

- 1) спектральная прозрачность атмосферы P_λ в семи участках спектра в области 320—630 нм, измеряемая прибором М-83;
- 2) интегральная прозрачность атмосферы P , измеряемая по методике С. И. Сивкова [4] актинометром АТ-50;
- 3) горизонтальная прозрачность в приземном слое атмосферы $P_{в.г}$, измеряемая приборами М-37 и РДВ-2.

Горизонтальная прозрачность атмосферы измерялась в Воейково в трех местах. Для отчета использовались данные, полученные в районе служебного здания отдела актинометрии и атмосферной оптики ($P_{в.а}$) и в районе полигона у озера ($P_{в.п}$). Расстояние между служебным зданием отдела и полигоном составляет около 1 км по всхолмленной местности, причем полигон расположен примерно на 60 м ниже здания.

Интегральная прозрачность атмосферы измерялась на метеорологической площадке Воейково, спектральная прозрачность — с крыши служебного здания отдела актинометрии и атмосферной оптики, отстоящего от метеоплощадки на расстоянии 300 м.

На рис. 1 в качестве примера показан совместно дневной ход спектральной (P_λ), интегральной (P) и горизонтальной ($P_{в.а}$) прозрачности атмосферы в Воейково за три различных дня. Из рисунка следует, что имеется тесная корреляционная связь между спектральной и интегральной прозрачностью атмосферы. Связь между спектральной и горизонтальной прозрачностью менее тесная.

Ценные сведения о связи между различными характеристиками прозрачности атмосферы дают коэффициенты линейной корреляции между ними. С этой целью на ЭВМ были рассчитаны коэффициенты

корреляции между P_λ , P , $P_{в. а}$ и $P_{в. п}$. Результаты указанных расчетов приводятся в табл. 1 и 2.

Как видно из табл. 1, коэффициенты корреляции между интегральной прозрачностью P и спектральной прозрачностью $P_{\lambda=369}$ и $P_{\lambda=530}$ велики, они изменяются в пределах 0,80—0,97, что говорит о тесной связи между этими характеристиками прозрачности атмос-

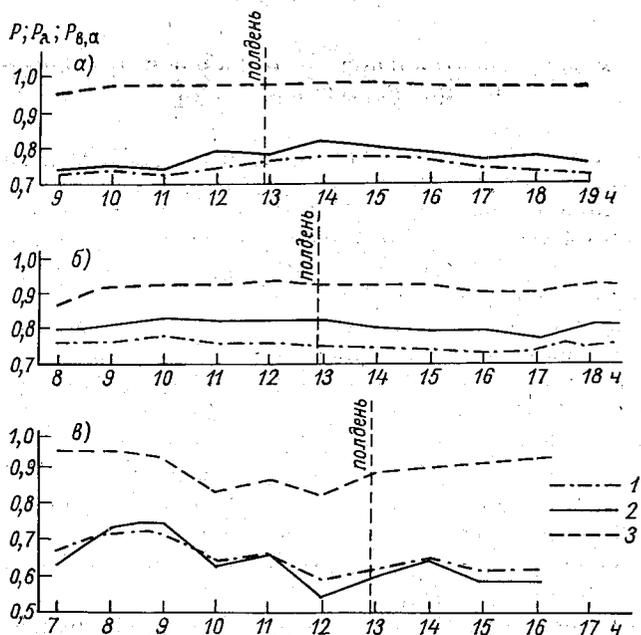


Рис. 1. Дневной ход спектральной (P_λ), интегральной (P) и горизонтальной ($P_{в. а}$) прозрачности атмосферы. Воейково.

а) 5 июня 1972 г., б) 24 июня 1970 г., в) 21 августа 1970 г.;
1) P ; 2) $P_{\lambda=530 \text{ нм}}$; 3) $P_{в. а}$.

сферы. Еще более тесная связь существует между $P_{\lambda=369}$ и $P_{\lambda=530}$. Коэффициенты корреляции между этими характеристиками колеблются от 0,85 до 0,98. Столь же тесная связь между указанными характеристиками прозрачности атмосферы (и дополнительно $P_{\lambda=572}$) наблюдается в Карадаге (табл. 2). Однако следует отметить, что связь между интегральной и спектральной прозрачностью в Карадаге, как и в Воейково, менее тесная, чем между спектральной прозрачностью для разных длин волн ($P_{\lambda=369}$, $P_{\lambda=530}$, $P_{\lambda=572}$). Этот важный вывод подтверждает отмеченное ранее отличие интегральной прозрачности от спектральной, а именно, что на интегральную прозрачность атмосферы, в отличие от спектральной, оказывает ис-

Таблица 1

Значения коэффициентов корреляции между различными характеристиками прозрачности атмосферы в Воейково

Месяц, год	Количество пар	Элементы корреляции					
		$P_{\lambda=369}$	$P_{\lambda=530}$	$P_{\lambda=369}; P_{в.п.}$	$P_{в.а.}$	$P_{\lambda=369}; P_{\lambda=530}$	$P_{\lambda=369}; P_{в.а.}$
V 1970	83	0,91	0,82	0,22	0,34	0,85	0,37
VI	89	0,86	0,80	0,32	0,57	0,93	0,56
VII	59	0,88	0,87	0,58	0,36	0,92	0,50
VIII	63	0,90	0,83	0,024	0,73	0,92	0,71
II 1971	16	0,94	0,97	0,80	0,65	0,98	0,70
III	22	0,95	0,95	0,43	0,81	0,98	0,78

Таблица 2

Значения коэффициентов корреляции между различными характеристиками прозрачности атмосферы в Карадаге

Месяц, год	Количество пар	Элементы корреляции				
		$P_{\lambda=369}; P_{\lambda=530}$	$P_{\lambda=369}; P_{\lambda=572}$	$P_{\lambda=368}; P$	$P_{\lambda=530}; P$	$P_{\lambda=572}; P$
IV 1970	48	0,98	0,97	0,70	0,73	0,77
V	32	0,83	0,75	0,52	0,71	0,77
VI	50	0,96	0,96	0,86	0,84	0,84
VII	60	0,95	0,94	0,90	0,93	0,92
VIII	50	0,98	0,96	0,83	0,84	0,83
IX	54	0,94	0,93	0,83	0,89	0,89
XI	24	0,94	0,91	0,62	0,67	0,67
XII	8	0,97	0,98	0,75	0,88	0,84
II 1971	18	0,98	0,92	0,64	0,69	0,71
III	17	0,98	0,97	0,89	0,95	0,94
IV	48	0,94	0,87	0,71	0,80	0,76
V	68	0,95	0,95	0,81	0,87	0,86

кажающее влияние эффект Форбса, вследствие чего эта характеристика прозрачности атмосферы становится неоднозначной.

Из табл. 1 следует ряд других выводов. Коэффициенты корреляции между спектральной и горизонтальной прозрачностью атмосферы положительны и изменяются от 0,02 до 0,80. При этом отрицательных значений указанных коэффициентов корреляции отмечено не было.

Был также вычислен коэффициент корреляции между горизонтальной прозрачностью $P_{в.а.}$ и $P_{в.п.}$. Он оказался равным 0,45. При его вычислении использовались значения горизонтальной прозрачности $P_{в.} < 0,9$ (база 1 км). Этот результат говорит о заметном влиянии неоднородности атмосферы и местных условий на величину $P_{в.}$

Наконец были рассчитаны коэффициенты корреляции между показателями аэрозольного ослабления атмосферы δ_{λ} в Воейково и Карадаге для $\lambda_1 = 369$ нм, $\lambda_2 = 530$ нм и $\lambda_3 = 572$ нм. Результаты этих

Значения коэффициентов корреляции между показателями аэрозольного ослабления атмосферы δ_λ для разных длин волн в Воейково и Карадаг в 1972 г.

Месяц	Количество пар	Элементы корреляции		
		$\delta_{\lambda=369}$ $\delta_{\lambda=530}$	$\delta_{\lambda=369}$ $\delta_{\lambda=572}$	$\delta_{\lambda=530}$ $\delta_{\lambda=572}$
Воейково				
V	16	0,96	0,95	0,996
VI	22	0,98	0,97	0,996
VII	20	0,98	0,97	0,99
VIII	19	0,99	0,98	0,99
Карадаг				
V	26	0,90	0,86	0,92
VI	29	0,97	0,93	0,97
VII	26	0,99	0,96	0,99
VIII	22	0,96	0,92	0,95

вычислений приводятся в табл. 3. Как видно из таблицы, коэффициенты корреляции между δ_λ при разных λ очень высоки (от 0,86 до 0,996). Это свидетельствует о почти функциональной связи между этими характеристиками атмосферного аэрозоля. Существование такой связи подтверждает известная формула Онгстрема [3, 4]. С другой стороны, сама формула Онгстрема подтверждается отмеченной тесной корреляционной связью.

2. Оценка количества больших и гигантских аэрозольных частиц в вертикальном столбе атмосферы

Оптическое зондирование атмосферы в направлении на солнечный диск, осуществляемое в разных участках спектра, дает возможность приближенно оценить общее количество больших и отдельно гигантских аэрозольных частиц в вертикальном столбе атмосферы единичного сечения [1, 2, 3]. Других наземных методов для такой оценки в настоящее время не существует.

Результаты расчета числа больших аэрозольных частиц ($0,1 \text{ мкм} < r < 1,0 \text{ мкм}$) в вертикальном столбе атмосферы сечением 1 см^2 (N_6) по данным измерения прямой солнечной радиации прибором М-83 в двух участках спектра ($\lambda_1 = 369 \text{ нм}$, $\lambda_2 = 530 \text{ нм}$) приведены в качестве примера на рис. 2. Как видно из рисунка, величина N_6 испытывает колебания от $0,3 \cdot 10^8$ до $2 \cdot 10^8 \text{ см}^{-2}$ для разных дней и в несколько меньших пределах для одного и того же дня. Не отмечено каких-либо закономерностей в ходе величины N_6 по отношению к местному полдню.

В результате расчетов, основанных на данных регулярных наблюдений, были получены средние значения количества больших аэрозольных частиц N_6 по станциям СССР. Из рассмотрения этих

значений следует, в частности, что в Карадаге среднее значение N_6 за 1968 г. было равно $2,0 \cdot 10^8 \text{ см}^{-2}$, за 1969 г. — $2,1 \cdot 10^8 \text{ см}^{-2}$, за 1970 г. — $2,4 \cdot 10^8 \text{ см}^{-2}$, за 1971 г. — $2,2 \cdot 10^8 \text{ см}^{-2}$ и за 1972 г. — $2,1 \cdot 10^8 \text{ см}^{-2}$. В Воейково среднее значение величины N_6 в 1969 г. было равно $1,8 \cdot 10^8 \text{ см}^{-2}$, в 1970 г. — $1,8 \cdot 10^8 \text{ см}^{-2}$, в 1971 г. — $1,7 \cdot 10^8 \text{ см}^{-2}$, в 1972 г. — $1,9 \cdot 10^8 \text{ см}^{-2}$.

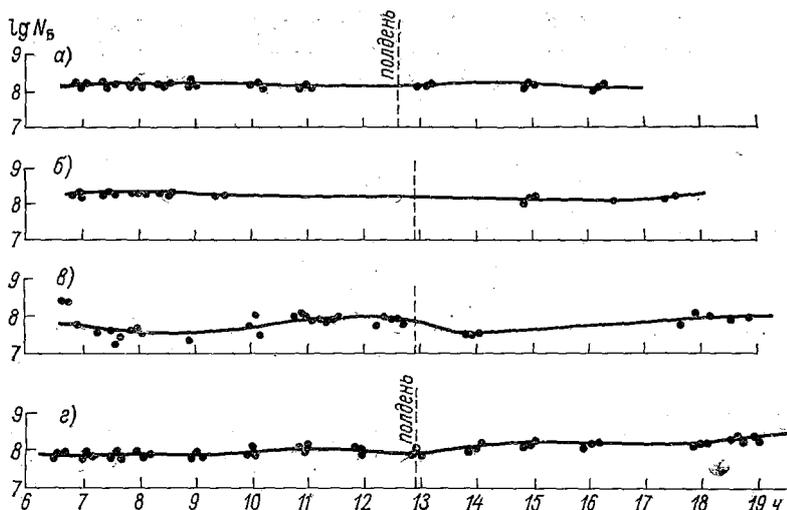


Рис. 2. Логарифм количества больших аэрозольных частиц (N_6) в вертикальном столбе атмосферы сечением 1 см^2 .

а) Карадаг, 18 мая 1972 г.; б) Воейково, 18 мая 1972 г.; в) Воейково, 30 июля 1971 г.; з) Воейково, 21 июня 1971 г.

Количество гигантских аэрозольных частиц ($1,0 \text{ мкм} < r < 10,0 \text{ мкм}$) в вертикальном столбе атмосферы сечением 1 см^2 (N_T) рассчитывается по методике, изложенной в [1, 2, 3]. Поскольку среднее значение показателя Юнге n близко к 4, количество гигантских частиц в атмосфере примерно в 1000 раз меньше количества больших аэрозольных частиц. Так, в Воейково в среднем в 1969 г. $N_T = N_6 \cdot 10^{n-1} = 1,8 \cdot 10^8 \cdot 10^{2,7} = 4 \cdot 10^5 \text{ см}^{-2}$; в 1970 г. $N_T = 1,8 \cdot 10^8 \cdot 10^{3,3} = 0,9 \cdot 10^5 \text{ см}^{-2}$; в 1971 г. $N_T = 1,7 \cdot 10^8 \cdot 10^{3,1} = 1,3 \cdot 10^5 \text{ см}^{-2}$; в 1972 г. $N_T = 1,9 \cdot 10^8 \cdot 10^3 = 1,9 \cdot 10^5 \text{ см}^{-2}$.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гушин Г. П. Спектрофотометрические исследования характеристик атмосферного аэрозоля в различных географических районах СССР. — «Тр. ГГО», 1968, вып. 223, с. 65—80.
2. Гушин Г. П. Некоторые результаты систематических измерений спектральной прозрачности атмосферы и аэрозоля на территории СССР. — «Тр. ГГО», 1974, вып. 344, с. 83—101.
3. Гушин Г. П. Методика и прибор для измерения спектральной прозрачности атмосферы и характеристик атмосферных аэрозолей. — См. наст. сб.
4. Сивков С. И. Методы расчета характеристик солнечной радиации. Л. Гидрометеониздат, 1968. 232 с.

О ПОГРЕШНОСТЯХ ОСРЕДНЕНИЯ ДАННЫХ ПО ВИДИМОСТИ И О ВРЕМЕННОЙ ДИСКРЕТНОСТИ НАБЛЮДЕНИЙ

Получение сведений о величине дальности видимости существенно для различных отраслей народного хозяйства. Изучение этой величины важно и в климатологическом плане, и в плане оперативного обслуживания всех видов транспорта, и для решения некоторых прикладных задач.

Однако не менее важно знать, насколько полученные данные являются достоверными, как часто следует производить определение видимости, чтобы получить с заданной степенью точности представление о порядке этой величины за определенный промежуток времени или в определенном явлении и т. д. Если значение дальности видимости может быть непосредственно измерено одним из многочисленных приборов, то для суждения об экстраполяционных возможностях, о репрезентативности полученной величины необходимо знание закономерностей ее изменения во времени и пространстве.

Временная изменчивость прозрачности атмосферы при различных метеорологических явлениях изучалась в 1962—1964 гг. на фотометрическом полигоне в Воейково. Для получения величины прозрачности использовались ленты регистратора прозрачности М-37 за период с 1954 по 1962 г. Значения прозрачности снимались с лент самописца с интервалом 6 мин отдельно для каждого метеорологического явления при условии, что величина метеорологической дальности видимости не превышала 10 км, а скорость ветра в метелях была менее 12 м/с. Ограничение исследования диапазонов дальности видимости до 10 км объясняется тем, что прибор М-37, предназначенный для оперативного обслуживания авиации, выдает значения дальности видимости за пределами 10 км с большой погрешностью.

База измерения составляла 240 м. На основании этого материала были получены экспериментальные структурные функции для различных метеорологических явлений [1]. Следует заметить, что явления, продолжительность которых была менее 3 ч, в обработку не включены, кроме того, пульсации прозрачности изучались с того момента, когда процесс можно было считать стационарным. Оказалось, что все изученные явления погоды имеют однотипные структурные функции, которые хорошо аппроксимируются аналитическим выражением вида

$$b_S(\tau) = 2\sigma^2 (1 - ae^{-\alpha\tau - \beta\tau^2}). \quad (1)$$

Характеристики временной структуры видимости при различных метеорологических явлениях

	Туман	Морось	Метель	Снегопад	Дождь	Дымка	Мгла
T_{cp} мин	271	169	466	754	336	780	750
t_0 мин	13	17	20	34	27	77	483
a	1	1	0,79	0,93	0,98	1	1
σ км	0,24	1,08	1,13	1,56	1,94	1,22	1,78
\bar{S} км	0,71	2,55	2,27	3,26	6,19	3,03	3,18

В табл. 1 приведены некоторые характеристики временной структуры видимости при различных метеорологических явлениях: T_{op} — средняя продолжительность тех реализаций метеорологического явления, которые были взяты в обработку; t_0 — интервал корреляции, т. е. время, в течение которого корреляционная функция прозрачности уменьшается в e раз (для тумана он составляет лишь несколько минут, тогда как для дымки и особенно мглы связь между значениями видимости, полученными через значительный промежуток времени, еще сохраняется); a — коэффициент, характеризующий влияние на корреляцию особенностей производства наблюдений за видимостью, т. е. методическую погрешность (как видно, лишь в условиях осадков, особенно при метели, наблюдения за видимостью с помощью прибора М-37 содержат большие методические ошибки, обусловленные типом выбранного самописца); σ — дисперсия, \bar{S} — среднее значение метеорологической дальности видимости для изученных явлений погоды. Оказывается, прозрачность нижнего слоя атмосферы меняется настолько быстро, что экстраполяция полученных значений видимости даже на короткие промежутки времени для явлений, сильно ухудшающих видимость, приводит к большим ошибкам.

В табл. 2 приведены средние квадратические ошибки экстраполяции метеорологической дальности видимости через 6 и 12 мин. Как следует из этой таблицы, использование данных, полученных 6 мин тому назад, приводит к ошибкам порядка 20% и более для всех явлений, сильно снижающих видимость. Следовательно, в сложных метеорологических условиях при оперативном обслуживании авиации, например, необходимо выдавать значения дальности видимости непосредственно в тот момент, когда они требуются.

В табл. 3 подсчитаны по формуле Дроздова—Шепелевского [2] погрешности интерполяции данных по видимости, полученные через разные промежутки времени. Погрешность интерполяции подсчитана для середины интервала. Как видно из таблицы, если наблюдения проводятся через 30 мин, то наибольшая ошибка получается при интерполяции данных по видимости во время метели (42%),

Ошибки экстраполяции

Погрешность осреднения	Туман	Морось	Метель	Снегопад	Дождь	Дымка	Мгла
$\Delta\tau = 6$ мин							
ΔS км	0,16	0,60	0,95	0,98	1,08	0,44	0,34
$\frac{\Delta S}{S}$ %	22	24	42	30	17	14	10
$\Delta\tau = 12$ мин							
ΔS км	0,25	1,0	1,06	1,31	1,58	0,75	0,5
$\frac{\Delta S}{S}$ %	36	39	47	40	26	25	16

Таблица 3

Погрешности интерполяции данных наблюдений по видимости, полученных между сроками, на середину интервала

Погрешность осреднения	Туман	Морось	Метель	Снегопад	Дождь	Дымка	Мгла
$\Delta\tau = 12$ мин							
ΔS км	0,1	0,34	0,74	0,77	0,8	0,32	0,24
$\frac{\Delta S}{S}$ %	14	13	32	23	13	10	8
$\Delta\tau = 30$ мин							
ΔS км	0,23	0,83	0,96	0,84	1,3	0,52	0,36
$\frac{\Delta S}{S}$ %	32	32	42	26	21	17	11
$\Delta\tau = 60$ мин							
ΔS км			1,13	1,08	1,8	0,73	0,56
$\frac{\Delta S}{S}$ %			49	33	30	24	17

при тумане и мороси она составляет 32%, а при других изученных метеорологических явлениях ошибка значительно меньше.

В связи с автоматизацией наблюдений по видимости большой интерес представляет вопрос о частоте наблюдений, которая необходима при различных метеорологических явлениях, чтобы дать среднюю климатологическую характеристику видимости с определенной погрешностью.

Действительно, в настоящее время приборы, работающие на сети АМСГ, согласно инструкции выключаются, если дальность видимости более 3 км, и этот параметр не является препятствием для работы аэродрома.

Однако, помимо оперативного обслуживания транспорта, большой интерес представляет изучение прозрачности нижнего слоя атмосферы в климатологическом плане. Если бы прибор не выключался при хорошей прозрачности, а работал бы в другом режиме, выдавая те же значения видимости, мы имели бы ценный климатологический материал и не нарушалась бы непрерывность рядов наблюдений. Наличие структурных характеристик поля горизонтальной прозрачности позволяет определить необходимую частоту наблюдений при различных метеорологических условиях.

Погрешности получения среднего значения видимости в различных метеорологических условиях определялись по следующей формуле:

$$(\Delta S)^2 = \frac{\sigma^2}{n} \left[\frac{1}{6} \frac{T}{\tau_0 n} + (1-a) \right], \quad (2)$$

где σ — дисперсия, n — число наблюдений, T — продолжительность наблюдений, τ_0 — интервал корреляции, a — коэффициент, дающий методическую погрешность наблюдений.

Расчеты произведены для двух случаев: для средней продолжительности изученного явления и для наблюдений, которые производились в течение часа. Интервалы времени между наблюдениями взяты одинаковыми для обоих случаев, а именно, 6, 10, 20 и 30 мин. Результаты расчетов сведены в табл. 4. Анализ данных этой таблицы показывает, что даже для явлений, отличающихся очень большой изменчивостью (например, для тумана и метели), снятие значений видимости с лент регистраторов через 6 мин вряд ли целесообразно, так как отклонение полученной таким образом средней от истинной составляет единицы процентов. Для дождя, дымки и мглы эта величина составляет сотые доли процента. Для дымки подсчитаны погрешности осреднения видимости при разных интервалах времени между наблюдениями. Расчеты сделаны для средней продолжительности явления (табл. 5). Как следует из табл. 5, даже в том случае, когда наблюдения проводятся с интервалом времени 2 ч, полученная средняя дальность видимости в дымке отличается от истинной не более чем на 10%.

Проведенная работа показывает, что в зависимости от поставленной задачи и от желаемой точности следует выбирать различную дискретность наблюдений по видимости. При работе автоматических станций нужно предусмотреть возможность переключения датчика видимости на различные режимы работы.

Настоящая работа основывается на экспериментальных структурных функциях, полученных на фотометрическом полигоне в Воейково. Интересно было бы получить аналогичный материал в других климатических зонах.

Погрешности осреднения видимости в различных метеорологических явлениях

T мин	Погрешность осреднения	Туман	Морось	Метель	Снегопад	Дождь	Дымка	Мгла
---------	------------------------	-------	--------	--------	----------	-------	-------	------

 $\Delta\tau=6$ мин

$T_{\text{ср}}$	ΔS км	0,01	0,03	0,06	0,04	0,02	0,01	0,002
	$\frac{\Delta S}{S}$ ‰	1	1,2	3	1	0,3	0,3	0,06
60	ΔS км	0,02	0,08	0,18	0,15	0,15	0,04	0,02
	$\frac{\Delta S}{S}$ ‰	3	3	8	5	2	1	0,8

 $\Delta\tau=10$ мин

$T_{\text{ср}}$	ΔS км	0,02	0,08	0,09	0,06	0,03	0,02	0,01
	$\frac{\Delta S}{S}$ ‰	2	3	4	2	0,4	0,7	0,03
60	ΔS км	0,04	0,14	0,24	0,22	0,22	0,07	0,04
	$\frac{\Delta S}{S}$ ‰	5	5	10	7	3	2	1

 $\Delta\tau=20$ мин

$T_{\text{ср}}$	ΔS км	0,03	0,15	0,14	0,1	0,18	0,04	0,02
	$\frac{\Delta S}{S}$ ‰	4	6	6	3	3	1	0,6
60	ΔS км	0,07	0,28	0,40	0,37	0,42	0,14	0,09
	$\frac{\Delta S}{S}$ ‰	10	10	17	11	7	5	3

 $\Delta\tau=30$ мин

$T_{\text{ср}}$	ΔS км	0,05	0,23	0,19	0,15	0,27	0,06	0,03
	$\frac{\Delta S}{S}$ ‰	7	9	8	4	4	2	1
60	ΔS км	0,1	0,41	0,54	0,5	0,6	0,20	0,13
	$\frac{\Delta S}{S}$ ‰	14	16	24	15	10	7	4

Таблица 5

Погрешность осреднения видимости в дымке средней продолжительности
($T=780$ мин) при разных интервалах времени между наблюдениями

	$\Delta\tau$ мин									
	1	5	10	20	30	60	90	120	180	240
n	780	156	78	39	26	13	8	6	4	3
Δs	0,002	0,01	0,02	0,04	0,6	0,12	0,20	0,26	0,40	0,53
$\frac{\Delta s}{s} \%$	0,07	0,3	0,7	1,3	2	4	7	9	1,3	17

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бартенева О. Д., Довгялло Е. Н., Полякова Е. А. Экспериментальные исследования оптических свойств приземного слоя атмосферы. — «Тр. ГГО», 1966, вып. 220. 244 с.
2. Дроздов О. А., Шепелевский А. А. Теория интерполяции в стохастическом поле метеорологических элементов и ее применение к вопросам метеорологических карт и рационализации сети. — «Тр. НИУ ГУГМС». Сер. 1, вып. 13, 1946, с. 65—115.
3. Каган Р. Л. О точности определения средней по площади по данным точечных измерений. — «Тр. ГГО», 1965, вып. 175, с. 117—131.

ВИЗУАЛЬНО-ИНСТРУМЕНТАЛЬНОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ДАЛЬНОСТИ ВИДИМОСТИ В УСЛОВИЯХ ЗАКРЫТОГО ГОРИЗОНТА

Как известно [1], визуально-инструментальная методика определения видимости с помощью оптических приборов (ИДВ-ГГО, М-53 и др.) основана на измерении видимого контраста между темными объектами, покрытыми атмосферной дымкой, и фоном неба у горизонта. Метеорологическая дальность видимости S_m находится из соотношения

$$S_m = \frac{L \ln \frac{1}{\varepsilon}}{\ln K_0 - \ln K},$$

где ε — порог контрастной чувствительности глаза; L — расстояние от наблюдателя до объекта; K_0 — истинный контраст объекта с фоном при отсутствии дымки; K — измеряемый контраст между объектом, покрытым дымкой, и фоном неба.

Количественная оценка контраста возможна разными методами. На сети ГМС большое распространение получил метод относительной яркости. При наблюдении по этому методу контраст черной марки, спроектированной на черный щит под дымкой, наложением вуалирующей яркости неба доводится до порогового значения ε ,

$$K_{м. щ} = \frac{1}{1 + \frac{B_{н}}{B_{щ}} \frac{\Sigma}{\sigma T}} = \varepsilon, \quad (1)$$

где $B_{н}$ — яркость неба у горизонта, $B_{щ}$ — яркость черного щита под дымкой, $\Sigma/\sigma T$ — приборный параметр (см. [1]), который в дальнейшем для простоты будем обозначать через p .

Интересующим нас параметром является контраст щита на фоне неба

$$K_{щ. н} = 1 - \frac{B_{щ}}{B_{н}}. \quad (2)$$

Эта величина может быть найдена из (1) в виде

$$K_{щ. н} = 1 - \frac{p}{\frac{1}{\varepsilon} - 1} \approx 1 - \varepsilon p. \quad (3)$$

Таким образом, при измерении методом относительной яркости определяется контраст между щитом, на котором мы гасим марку,

и фоном, который используется в качестве вуалирующей яркости. В обычных условиях наблюдения этой вуалирующей яркостью является фон неба у горизонта.

Ошибка определения контраста по методу относительной яркости зависит от величины измеряемого контраста и выражается формулой

$$\delta K_{\text{ш. н}} = \frac{1 - K_{\text{ш. н}}}{K_{\text{ш. н}}} \sqrt{\delta p_{\text{м}}^2 + \delta p^2}, \quad (4)$$

где $\delta p_{\text{м}}$ — погрешность гашения марки на фоне неба, δp — погрешность гашения марки на фоне щита.

Согласно исследованиям В. А. Гаврилова [1], погрешность гашения марки на фоне неба, определяющаяся разбросом величины ε , лежит примерно в пределах 10—15%. Погрешность гашения марки на фоне черного щита есть величина переменная, зависящая от величины измеряемого контраста. Для узкого диапазона контрастов, используемых в методе относительной яркости, можно принять эту погрешность постоянной и равной примерно 10—15%. Подставляя эти значения в формулу (4), получим выражение для ошибки определения контраста по методу относительной яркости:

$$\delta K_{\text{ш. н}} \approx \frac{1 - K_{\text{ш. н}}}{K_{\text{ш. н}}} \cdot 17\%. \quad (5)$$

Для определения контраста методом относительной яркости необходимо, чтобы объекты проектировались на фоне неба у горизонта. Если это условие не выполняется и пункт измерения видимости находится в условиях закрытого горизонта, а углового смещения изображения в поле зрения прибора недостаточно, для того чтобы гасить марку наложенной яркостью неба, то использование обычного метода относительной яркости невозможно. Многолетний опыт эксплуатации визуально-инструментальной методики показал, что эта особенность — закрытость горизонта в пункте наблюдения на значительной части сети ГУГМС — и является одним из главных ограничений распространения этого и других визуальных методов на сети станций. В этих условиях объекты на нужных расстояниях оказываются проектируемыми не на фон неба, а на более удаленный земной фон (например, на леса, склоны гор и холмов, а в последнее время все чаще на фон зданий окружающей застройки). Кроме того, выясняются и новые потребности измерения видимости, например, в глубоких карьерах, где мобильные, не требующие тяжелого оборудования визуально-инструментальные методы являются наиболее удобными, но не могут быть использованы из-за невозможности спроектировать наблюдаемые объекты на фоне неба.

Как показали проведенные нами исследования, измерение видимости по объектам, не проектирующимся на фоне неба, может быть выполнено, если, используя метод относительной яркости, дополнить его наблюдениями по промежуточному экрану, помещенному вблизи линии визирования, недалеко от наблюдателя. Процесс измерения в этом случае может быть сведен к следующим операциям.

Наложением вуалирующей яркости экрана контраст между маркой и щитом доводится до порогового значения. Аналогично (1) имеем

$$K_{м. щ} = \frac{1}{1 + \frac{B_{э}}{B_{щ}} p_1} = \varepsilon, \quad (6)$$

где $B_{э}$ — яркость экрана.

Вторая операция заключается в наложении вуалирующей яркости неба на марку, спроектированную на промежуточный экран. Тогда

$$K_{м. э} = \frac{1}{1 + \frac{B_{н}}{B_{э}} p_2} = \varepsilon. \quad (7)$$

Совместное решение (6) и (7) позволяет вычислить контраст щита под дымкой на фоне неба

$$\frac{B_{щ}}{B_{н}} = \frac{p_1 p_2}{\left(\frac{1}{\varepsilon} - 1\right)^2} \approx \varepsilon^2 p_1 p_2.$$

Следовательно, при использовании экрана в качестве «искусственного неба» и при введении последующей поправки на яркость экрана по отношению к яркости неба мы получим для искомого контраста следующее выражение:

$$K_{щ. н} = 1 - \varepsilon^2 p_1 p_2. \quad (8)$$

В этом случае ошибка измерения контраста щита с фоном неба выражается формулой

$$\delta K_{щ. н} = \frac{1 - K_{щ. н}}{K_{щ. н}} \sqrt{2(\delta \varepsilon)^2 + (\delta p_1)^2 + (\delta p_2)^2}. \quad (9)$$

Можно показать, что инструментальная погрешность δp имеет симметричный ход относительно среднего значения, поэтому в первом приближении можно считать $\delta p_1 \approx \delta p_2$. Таким образом, формула (9) может быть записана в виде

$$\delta K_{щ. н} \approx \frac{1 - K_{щ. н}}{K_{щ. н}} \cdot 24\%. \quad (10)$$

Сравним ошибки определения контраста по методу относительной яркости с промежуточным экраном и без него (формулы (5) и (10)). Как и следовало ожидать, введение в процедуру измерения дополнительной операции несколько увеличило погрешность измерения. Наличие в формулах (5) и (10) множителя $\frac{1 - K_{щ. н}}{K_{щ. н}}$ позво-

ляет выбрать диапазон, в котором ошибка измерения контрастов будет мала. Как видно из табл. 1, наиболее благоприятной для измерения будет область достаточно больших контрастов.

Таблица 1

Величина ошибки δK при различных K

	K	
	0,80	0,90
Величина множителя $(1 - K_{\text{ш. н}})/K_{\text{ш. н}}$	0,25	0,11
Ошибка при измерении K по методу относительной яркости	4,0	1,9
Ошибка при измерении K по методу с промежуточным экраном	6,0	2,6

Предварительные испытания разработанного способа определения контраста методом относительной яркости с промежуточным экраном («искусственным небом») были произведены на фотометрическом полигоне в Воейково. Испытания проводились не регулярно, но в течение длительного времени, чтобы охватить различные сезоны года и различные условия наблюдения. Объем полученного материала представлен в табл. 2.

Таблица 2

Количество серий наблюдений и распределение их во времени

Месяц	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
Количество серий	13	10	7	8	14	1	4	5
Всего	62							

Наблюдения проводились одновременно двумя наблюдателями. В процессе измерения определялся контраст объекта по обычному методу относительной яркости и по методу относительной яркости с промежуточным экраном, играющим роль «искусственного неба». При наблюдении использовались экраны двух видов — гладкий белый экран и серый экран с шероховатой неоднородной поверхностью. Для исключения систематических субъективных ошибок определение контрастов производилось наблюдателями в меняющейся последовательности с контролем отсчета вторым наблюдателем.

Обработка полученного материала позволила оценить погрешности испытываемого метода в сравнении с обычным методом относительной яркости. Результаты такого сравнения приведены в табл. 3. Как видно из таблицы, применение гладкого белого экрана дает возможность определять величины контрастов объектов с фоном неба; результаты этого измерения отличаются от результатов, полученных обычным методом относительной яркости, на величину около 2%. Эта величина такого же порядка, как и разброс отсчетов разных наблюдателей при измерении по основному методу относительной яркости.

Погрешности измерения контрастов по методу относительной яркости с промежуточным экраном и без него

При гашении марки	Наблюдатель				Разброс значений K при определении разными наблюдателями	
	первый		второй			
	δ %	δ_{\max} ‰	δ %	δ_{\max} %	δ %	δ_{\max} %
Яркостью неба	—	—	—	—	1,6	4
Белым экраном	1,8	+5 —5	2,1	+4 —5	2,4	5
Серым экраном	3,5	+4 —7	3,3	+10 —5	4	7

Второй испытываемый экран (серый) дал несколько худшие результаты. Ошибка определения контраста марки на щите составляет величину около 3,5%, однако это, по-видимому, в какой-то степени определяется индивидуальными качествами использованного щита, весьма неоднородного по структуре и окраске.

Результаты испытания дают основание считать, что рассмотренный метод пригоден для определения дальности видимости по контрастам темных объектов с фоном неба в тех случаях, когда использование обычного метода относительной яркости невозможно вследствие закрытости горизонта.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гаврилов В. А. Видимость в атмосфере. Л., Гидрометеиздат, 1966. 323 с.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПЕРЕХОДА ОТ ПРОЗРАЧНОСТИ К НАКЛОННОЙ ДАЛЬНОСТИ ВИДИМОСТИ

Современный уровень аэронавигационных средств не обеспечивает возможности сколько-нибудь надежной на практике «слепой» посадки самолетов, в силу чего их приземление на взлетно-посадочную полосу (ВПП) осуществляется на основе визуального наблюдения соответствующих объектов и огней ВПП. В этих условиях необходимо, чтобы наклонная дальность видимости (НДВ), определяемая как расстояние по наклону, на котором пилот снижающегося самолета сможет обнаружить объекты ВПП [1], была бы не ниже некоторых предельных значений, при которых посадка может быть совершена без риска аварии. Однако до настоящего времени никаких сколько-нибудь пригодных для оперативной практики методов определения НДВ не существует. Главная трудность, возникающая при определении наклонной дальности видимости, заключается в отсутствии достаточно отработанных методов определения одной из важнейших характеристик, определяющей НДВ,— прозрачности атмосферы в наклонных направлениях.

В последние годы, однако, наблюдается определенный прогресс в этом направлении, и в связи с этим на повестку дня ставится задача разработки методов перехода от измеряемой приборами величины наклонной прозрачности к наклонной дальности видимости. При определении НДВ обычные экстраполяционные методы обработки заведомо неприемлемы вследствие непрерывного изменения характера атмосферной мутности с высотой. В наклонных направлениях непосредственно может быть измерена только прозрачность ограниченного зондируемого слоя. Измерение же НДВ теоретически требует обеспечения равенства базы измерения прибора и дальности видимости, что для объективных методов измерения пока что недостижимо; такое условие сейчас практически может быть выполнено лишь при использовании визуальной методики измерения [2, 11].

Следует отметить, что само понятие наклонной дальности видимости и в отечественной, и в зарубежной литературе трактуется различным образом. Ее трактуют, например, как расстояние обнаружения огней приближения при снижении самолета по глиссаде снижения [12]; чаще как расстояние обнаружения ВПП [3] или ВПП вместе с системой сигнальных огней [1]. С другой стороны, высказывается мнение, что пилоту снижающегося самолета необходимо

знать наклонную видимость не только под углом глассады снижения, но и под другими углами визирования, вплоть до максимально возможного угла визирования в направлении полета, определяемого конструкцией самолета [4]. Во всех этих случаях речь идет о реальной дальности видимости различных объектов, и величина этой дальности видимости будет различной в зависимости от целого ряда факторов, определяемых конкретными условиями наблюдения.

При измерении горизонтальной дальности видимости определяют, как правило, не реальную, а метеорологическую дальность видимости. Такой подход обусловлен тем, что, во-первых, эта величина зависит только от прозрачности атмосферы, которая может быть определена обычными фотоэлектрическими приборами. Во-вторых, на основе этой величины может быть рассчитана дальность видимости любых реальных объектов. И, наконец, в-третьих, дальность видимости большинства реальных объектов на фоне неба у горизонта от величины метеорологической дальности видимости отличается не очень сильно, и следовательно, градуировка приборов в единицах метеорологической дальности видимости дает возможность достаточно простого визуального контроля их работы в процессе эксплуатации.

Исходя из удобства такой трактовки известную формулу для горизонтальной метеорологической дальности видимости

$$S_m = \frac{\ln \frac{1}{\varepsilon}}{\alpha} \quad (1)$$

иногда используют и при расчете наклонной дальности видимости [1, 5, 6]. Однако вопрос о применимости этой формулы к неоднородной среде, как правило, не рассматривают, что и вынуждает нас несколько подробнее на нем остановиться.

Величина дальности видимости, рассчитанная по формуле (1), в общем случае неоднородной атмосферы будет соответствовать истинной лишь в том случае, когда величина коэффициента ослабления α определена на базе измерения, равной величине дальности видимости, т. е.

$$\alpha = \frac{1}{S_m} \int_0^{S_m} \alpha dl = \bar{\alpha}(S). \quad (2)$$

При использовании объективных методов измерения база установки L всегда меньше величины S_m , и установка измеряет среднее значение показателя ослабления $\bar{\alpha}(L)$, которое в общем случае неоднородной атмосферы отличается от искомого $\bar{\alpha}(S)$:

$$\bar{\alpha}(L) = \frac{1}{L} \int_0^L \alpha dl. \quad (3)$$

Существует частный случай, когда условие $\bar{\alpha}(L) = \bar{\alpha}(S)$ выполняется и в неоднородной атмосфере, а установка на ограниченной

и постоянной базе измерения $L < S_M$ измеряет истинное значение S_M . Это случай атмосферы, однородной в горизонтальных направлениях.

Обратимся к рис. 1. Пусть установка, расположенная в точке A , измеряет прозрачность атмосферы на зондируемом участке L под углом φ к горизонту, зондируя таким образом некоторый слой атмосферы толщиной $H = L \sin \varphi$. Если представить атмосферу состоя-

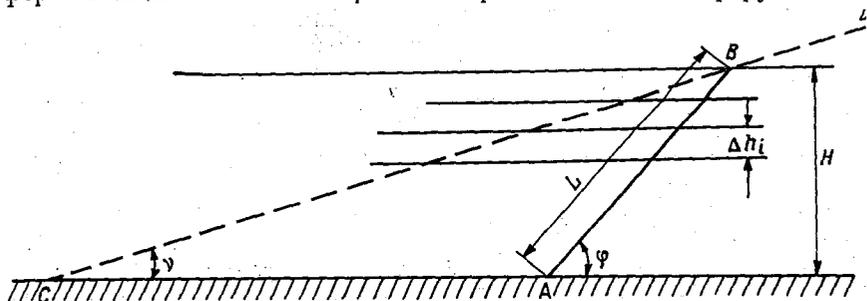


Рис. 1. К определению наклонной дальности видимости.

щей из n слоев толщиной Δh_i , однородных в горизонтальных направлениях, то измеренное установкой среднее значение показателя ослабления в слое L равно

$$\bar{\alpha}(L) = \frac{1}{L} \sum_{i=1}^n \alpha_i \frac{\Delta h_i}{\sin \varphi} = \frac{\xi(H)}{H}, \quad (4)$$

где $\xi(H)$ — оптическая толщина вертикального столба атмосферы высотой H . Из (4) следует, что величина $\bar{\alpha}(L)$ зависит лишь от геометрической и оптической толщины зондируемого столба атмосферы H и не зависит от угла, под которым производится измерение.

Определим теперь, какова будет наклонная дальность видимости некоторого черного объекта, расположенного на высоте H и наблюдаемого с поверхности земли, при условии выполнения в наклонных направлениях световоздушного уравнения. Согласно определению метеорологической дальности видимости как расстояния, на котором видимый контраст черного тела на фоне насыщенной дымки (K) становится равен пороговому, величина НДВ будет соответствовать некоторому отрезку $BC = S_H$ под углом ν к горизонту соответственно условию,

$$K = e^{-\bar{\alpha}(BC) BC} = \varepsilon, \quad (5)$$

где ε — порог контрастной чувствительности глаза.

Среднее значение показателя ослабления $\bar{\alpha}(BC)$ на участке BC равно

$$\bar{\alpha}(BC) = \bar{\alpha}(S) = \frac{1}{BC} \sum_{i=1}^n \alpha_i \frac{\Delta h_i}{\sin \nu} = \frac{\xi(H)}{H}, \quad (6)$$

и следовательно, $\bar{\alpha}(S) = \bar{\alpha}(L)$.

Таким образом, если установка для измерения НДВ проградуирована непосредственно в единицах дальности видимости по формуле (1), то измеренное ею значение S_n в атмосфере, однородной в горизонтальных направлениях, будет соответствовать величине НДВ черного объекта, находящегося на высоте $H = L \sin \varphi$, где L — глубина зондирования установки, φ — угол наклона к горизонту. Очевидно, при изменении L или φ будет меняться и высота зондируемого слоя атмосферы H , и это принципиально позволяет измерять НДВ в слоях различной толщины, а также производить послойное зондирование атмосферы на разных высотах. Такая методика позволяет принципиально определять и реальную дальность видимости различных объектов при наблюдении сверху вниз, однако в этом случае, как будет показано далее, необходимо учитывать еще и ряд других параметров.

Главным ограничением рассмотренного выше перехода от прозрачности атмосферы к НДВ является условие однородности атмосферы в горизонтальных направлениях, которое должно выполняться по меньшей мере в пределах слоев атмосферы, ограниченных линиями AB и BC . В условиях плохой видимости и низкой облачности при малых глубинах зондирования L такая методика перехода от прозрачности к НДВ может приводить к значительным погрешностям. Поэтому при анализе этого вопроса следует рассматривать более общий случай, когда атмосфера неоднородна и в наклонных и в горизонтальных направлениях. Общее выражение для реальной дальности видимости S_p при наблюдении сверху вниз в этом случае может быть выведено из условия [1, 7]

$$K = \frac{K_0}{1 + B/B_\Phi (\bar{\alpha}(S_p) S_p - 1)} = \varepsilon, \quad (7)$$

где K_0 — истинный контраст объекта и фона; K — контраст объекта и фона, искаженный дымкой; B — яркость насыщенной дымки в направлении линии визирования; B_Φ — яркость фона ($B_\Phi > B_0$); $\bar{\alpha}(S_p)$ — среднее значение показателя ослабления на участке S_p , определяемое по формуле

$$\bar{\alpha}(S_p) = \frac{1}{S_p} \int_0^{S_p} \alpha dl. \quad (8)$$

Заметим, что выражение (7) предполагает наличие в визируемом наклонном направлении насыщенной дымки и выполнения световоздушного уравнения. Можно считать, что для интересующих нас условий значительных помутнений это требование выполняется. Как показано в работе И. А. Савиковского [9], применение световоздушного уравнения для неоднородной атмосферы в принципе допустимо, хотя в некоторых экстремальных случаях его использование может приводить к значительным погрешностям. В некоторых работах (например, [10]) при рассмотрении вопроса определения НДВ используется более строгое выражение для контрастов объек-

тов в неоднородной среде, учитывающее фактическое значение яркости дымки в слое атмосферы переменной толщины, равной S_p . К сожалению, непосредственное экспериментальное определение этой величины в наклонных направлениях практически не представляется возможным, а введение всякого рода эмпирических зависимостей или каких-либо средних величин, как это предлагается, по существу сводит на нет всю строгость приведенных выражений. Нам представляется поэтому более целесообразным основываться на выполнении световоздушного уравнения, поскольку в этом случае в выражение для контраста входит величина яркости насыщенной дымки B в направлении визирования, измерение которой принципиальных трудностей не представляет.

При расчетах реальной дальности видимости выражение (7) обычно решают относительно величины S_p в виде [1, 4]

$$S_p = \frac{1}{\bar{\alpha}(S_p)} \ln \left[1 + \left(\frac{K_0}{\varepsilon} - 1 \right) \frac{B_\Phi}{B} \right], \quad (9)$$

достаточно неудобном для решения практических задач. Действительно, для определения величины S_p по формуле (9) необходимо знать величину показателя ослабления $\bar{\alpha}(S_p)$ в правой части формулы, которая, однако, не может быть определена, если неизвестна величина S_p .

Более целесообразным нам представляется подход к решению вопроса, изложенный в работе Б. Н. Новикова [8], где за основной параметр принимается оптическая толщина зондируемого слоя атмосферы от точки, в которой находится самолет, до ВПП. Однако рассмотрение этого вопроса в [8] ограничено условием атмосферы, однородной в горизонтальных направлениях.

Рассмотрим этот вопрос в общем случае неоднородной атмосферы. Обозначив оптическую толщину $\bar{\alpha}(S_p) S_p = \xi(S_p)$, можно записать выражение (7) в виде

$$\xi(S_p) = \ln \left[1 + \left(\frac{K_0}{\varepsilon} - 1 \right) \frac{B_\Phi}{B} \right], \quad (10)$$

согласно которому понятие дальности видимости S_p любого объекта в неоднородной атмосфере может трактоваться следующим образом: реальная дальность видимости объекта на данном фоне есть протяженность слоя атмосферы, оптическая толщина которого $\xi(S_p)$ есть некоторая постоянная при данных условиях наблюдения величина. Характерной особенностью здесь является то обстоятельство, что эта величина $\xi(S_p)$ не зависит от прозрачности атмосферы и, следовательно, может быть рассчитана заранее. (Заметим, что аналогично вышесказанному понятие метеорологической дальности видимости может трактоваться как протяженность горизонтального слоя атмосферы, оптическая толщина которого равна $\ln \frac{1}{\varepsilon}$. Действительно, из (9) следует, что при $B_\Phi = B$ и $K_0 = 1$ $\alpha S = \ln \frac{1}{\varepsilon}$.)

Таким образом, измерение реальной дальности видимости, на пример, видимости ВПП в наклонном направлении, принципиально может быть сведено к определению геометрической протяженности слоя атмосферы, оптическая толщина которого равна некоторой рассчитанной по заданным исходным условиям величине. Однако такое измерение, очевидно, требует наличия измерительной схемы с переменной измерительной базой, равной S_p .

В настоящее время в оперативной практике обслуживания авиации используют критерий так называемого минимума погоды, определяемого предельно низким сочетанием высоты облаков и видимости, при которых допускается посадка самолетов [13]. Такой подход дает возможность упростить задачу обеспечения визуальной посадки самолетов на конечном этапе посадки и решить ее с помощью приборов с постоянной базой измерения. Задача в этом случае сводится к тому, чтобы с помощью объективных приборов измерить оптическую толщину нижнего участка глиссады снижения, где пилот переходит на визуальное пилотирование, и определить, ниже или выше она критического значения, т. е. может быть разрешена посадка самолета или нет.

Рассмотрим общие вопросы методики перехода от прозрачности к НДВ в условиях аэродромов. Пусть DC — глиссада снижения, C — начало ВПП, а точка B соответствует положению самолета, при котором пилот непосредственно приступает к посадке (рис. 1). Для благополучного приземления необходимо, чтобы пилот снижающегося самолета обнаружил бы начало ВПП заблаговременно до подхода к точке B или, в крайнем случае, в точке B . Это условие будет выполнено в том случае, если оптическая толщина участка BC не превышает «критического» значения $\xi(S_p)$, определяемого условием (10)

$$\xi(BC) \leq m\xi(S_p), \quad (11)$$

где m — коэффициент запаса ($m \leq 1$), выбираемый в зависимости от величины инструментальной и методической погрешности определения оптической толщины $\xi(BC)$ и от точности параметров, определяющих величину $\xi(S_p)$. Введение в том или ином виде коэффициента запаса в исходные формулы, по нашему мнению, неизбежно, поскольку выдаваемые авиации данные о наклонной дальности видимости должны иметь достаточно высокую обеспеченность. В то же время все входящие в формулу (10) параметры могут быть определены лишь с некоторой конечной точностью, недостаточной, по крайней мере на данном этапе, для нужд авиации. Величина этого коэффициента запаса должна быть установлена опытным путем, и по мере отработки методики измерения НДВ она будет меняться, все более и более приближаясь к единице.

Из вышеизложенного следует, что процесс определения возможности посадки самолетов при существующих условиях должен включать две операции: 1) определение оптической толщины $\xi(BC)$ нижнего участка глиссады снижения, 2) сопоставление полученной величины $\xi(BC)$ с критическим значением оптической толщины

$\xi(S_p)$ при данных метеорологических условиях, времени года, состоянии ВПП (влажная, сухая) и освещенности. Поскольку, однако, понятие дальности видимости является более наглядным и более принятым в практике, чем понятие оптической толщины, вряд ли следует рекомендовать в дальнейшем отказываться от понятия дальности видимости. Так как точный расчет этой величины по формуле (9) по указанным выше соображениям невозможен, то на данном этапе для определения НДВ можно пользоваться приближенным соотношением

$$S'_p \approx \frac{1}{\bar{\alpha}(BC)} \ln \left[1 + \left(\frac{K_0}{\varepsilon} - 1 \right) \frac{B_\Phi}{B} \right]. \quad (12)$$

В этом случае при расчете дальности видимости вместо значения $\bar{\alpha}(S_p)$ мы используем значение $\bar{\alpha}(BC) = \frac{1}{BC} \xi(BC)$, найденное по результатам измерения прозрачности на участке BC . Поэтому в общем случае величина S'_p , найденная по формуле (12), отличается от истинной величины S_p , определяемой по формуле (9). Однако чем ближе истинное значение S_p к нижнему допустимому пределу видимости, тем, очевидно, S'_p ближе к истинной величине дальности видимости. В наиболее важный для оперативной практики момент, когда величина дальности видимости приближается к критическому значению ($S_p \rightarrow BC$), формулы (12) и (9) совпадают и соответственно $S'_p = S_p$.

Из рассмотрения формул (9) и (12) следует, что обеспечение высокой точности определения наклонной прозрачности еще не обеспечивает высокой точности определения НДВ, поскольку последнее зависит еще от целого ряда параметров (K_0 , ε , B_Φ , B), точность определения которых достаточно ограничена.

Поскольку дальность действия существующих методов и приборов для измерения прозрачности в условиях плохой видимости достаточно ограничена, система для определения НДВ должна включать в себя несколько установок для измерения прозрачности атмосферы на разных участках глассады снижения. Так, например, для того чтобы на базе существующих методов измерения прозрачности определить без применения экстраполяции величину оптической толщины слоя BC протяженностью порядка 800 м — 1 км в нижнем слое атмосферы при толщине слоя 60 м, достаточно установить в районе приземления две-три установки для измерения прозрачности так, чтобы каждая из них измеряла среднее значение прозрачности на разных участках глассады снижения. Естественно, использование такой сложной измерительной системы целесообразно лишь в наиболее ответственных случаях, при погодных условиях, близких к минимуму погоды. В остальных случаях, например, для дежурных наблюдений, вероятно, достаточно ограничиться измерением наклонной прозрачности атмосферы в районе перехода пилота на визуальное пилотирование, а расчет оптической толщины нижнего

участка глассады снижения или величины НДВ проводить исходя из допущения однородности атмосферы в горизонтальных направлениях, как это было рассмотрено выше.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гаврилов В. А. Видимость в атмосфере. Л., Гидрометеиздат, 1966. 324 с.
2. Гоголева Е. И. Статистическое исследование наклонной видимости при низких облаках. — «Тр. ГГО», 1964, вып. 153, 56—75 с.
3. Баранов А. М. и др. Авиационная метеорология. Л., Гидрометеиздат, 1966. 286 с.
4. Коновалов Ю. Г., Рацимор М. Я Анализ условий видимости при посадке самолетов в радиационном тумане. — «Тр. Гидрометцентра», 1972, вып. 95, с. 3—8.
5. Маркелов В. А. Измерение наклонной дальности видимости методом равных углов. — «Метеорология и гидрология», 1967, № 4, с. 63—67.
6. Рацимор М. Я. Методика расчета прозрачности и дальности видимости огней в наклонном направлении. — «Метеорология и гидрология», 1967, № 1, с. 28—33.
7. Шаронов В. В. Видимость далеких предметов и огней. М., Военмориздат, 1944. 456 с.
8. Новиков Б. Н. Метод расчета наклонной видимости взлетно-посадочной полосы с различных высот полета. — «Тр. Всесоюз. конф. по вопросам метеорол. обеспечения сверхзвуковой авиации». Л., Изд. ЛГМИ, 1971, с. 280—283.
9. Савиковский И. А. Отклонения от световоздушного уравнения и их влияние на измерение горизонтальной прозрачности. — «Тр. ГГО», 1969, вып. 240, с. 168—181.
10. Бурлов Г. М. Уравнения дальности видимости для оптически неоднородной атмосферы. — «Тр. НИИ ГМП», 1973, вып. 28, с. 83—92.
11. Hodgkinson I. Some observations of slant visibility in fog. — «Met. Mag.», 1963, 92, No. 1086, p. 15—26.
12. Harrower M. A. Runway visual range, slant visual range and meteorological visibility. — «Met. Mag.», 1963, 92, No. 1086, p. 26—34.
13. Serra G. Les minima d'atterisage. «France aviat.», 1966, 13, n° 143, p. 2—3.

О ПОВЫШЕНИИ ЭФФЕКТИВНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПРИБОРОВ РДВ НА АЭРОДРОМАХ

В настоящее время для измерения дальности видимости на аэродромах применяются компенсационные фотометры типа РДВ [1]. Прибором измеряется непосредственно прозрачность горизонтального слоя атмосферы протяженностью l :

$$\frac{\Phi}{\Phi_0} = e^{-\int_0^l \alpha dx}, \quad (1)$$

где Φ_0 и Φ — световой поток соответственно до и после прохождения через ослабляющий слой, α — показатель ослабления в слое dx .

Переход к метеорологической дальности видимости МДВ осуществляется расчетным путем по формуле Кошмидера

$$S_m = \frac{\ln \frac{1}{\varepsilon}}{\alpha}, \quad (2)$$

где ε — порог контрастной чувствительности глаза.

Приборы устанавливаются на постоянной базе $l = 0,1 \times 2$ км.

Практика показала, что видимость в пространстве обладает большой изменчивостью. Поэтому один прибор РДВ, установленный у взлетно-посадочной полосы (ВПП), не отражает правильно состояние видимости на ней.

В свете вышесказанного для уменьшения ошибки за счет пространственной изменчивости видимости на ВПП аэродрома необходимо устанавливать несколько приборов РДВ.

В настоящее время в большинстве аэропортов страны вдоль ВПП установлено три прибора РДВ: два у концов и один у середины ВПП. При таком расположении приборов будет реально освещено состояние видимости на полосе.

Сотрудниками отдела актинометрии и атмосферной оптики ГГО проводятся плановые инспекции сети АМСГ с целью оказания помощи в эксплуатации регистраторов видимости РДВ на аэродромах. В связи с этим отмечаем ряд факторов, которые препятствуют нормальной эксплуатации приборов РДВ в аэропортах.

Необходимо обратить внимание на недостаток на сети квалифицированных кадров прибористов. Установка приборов не везде произведена в соответствии с техническим описанием.

Призмный отражатель фотометра рекомендуется устанавливать на пятиметровой металлической вышке в защитном ящике, предохраняющем призмы от снега и дождя. Практика показала, что если отражатель установлен не на вышке, а в будке, то показания фотометра занижаются. Это связано с влиянием подстилающей поверхности, которая вносит дополнительное замутнение воздуха за счет пыли и поземки.

Фотометр рекомендуется устанавливать на бетонной площадке в будке с защитным козырьком. Бетонная площадка необходима для уменьшения запыления оптики фотометра.

Рекомендуется линии связи от всех трех фотометров выводить в один пункт. Это позволит синоптику и диспетчеру службы полетов иметь наглядное представление о состоянии видимости на ВПП.

С целью повышения качества работы приборов рекомендуется непрерывная работа фотометра. Это повышает надежность и устойчивость показаний РДВ. Прибор следует выключать раз в квартал для набивки маслом подшипников двигателя-генератора.

Регистрацию видимости рекомендуется производить при дальности видимости 10 км и менее. Запись при относительно высоком значении видимости необходима для контроля правильности показаний прибора.

Значительное число действующих регистраторов видимости составляют приборы устаревших выпусков РДВ-1. Эти приборы первых выпусков имеют в основном два существенных недостатка:

1) по вине завода-изготовителя у РДВ-1, как правило, занижена чувствительность. Это связано с тем, что напряжение несущей частоты на выходе усилителя значительно ниже нормы;

2) в качестве регистратора используется ненадежный самописец МСЦ-Пр-01-18.

У самописца МСЦ-Пр-01-18 часто выходит из строя лентопротяжный механизм, высыхает красящая лента, плохо согласуются показания самописца и фотометра.

В последнее время на сеть АМСГ поступают приборы РДВ-2 в более качественном исполнении. В этих приборах для регистрации видимости используются автоматические потенциометры ПС1-13 чувствительностью 10 мВ.

У действующих приборов РДВ-1 рекомендуется заменить старые самописцы МСЦ-Пр-01-18 на более совершенные автоматические потенциометры марки ПС1-06, ПС1-10, ПС1-14 с печатающей кареткой, со временем пробега кареткой всей шкалы 8 с, чувствительностью 50 мВ.

Для подключения потенциометра в измерительную линию необходимо изготовить шунтирующее сопротивление из манганиновой проволоки номиналом 168 Ом. Схема подключения шунта к самописцу приведена на рис. 1.

Величина сопротивления здесь приводится с некоторым запасом, так что в каждом конкретном случае, укорачивая манганиновую проволоку, необходимо добиться полного согласования показаний фотометра и самописца.

К верхней части шкалы самописца рекомендуется прикрепить изготовленную на ватмане шкалу видимости.

Следует отметить, что бюро поверки УГМС не проводит поверки РДВ на местах. Полезно было бы проводить хотя бы частичную поверку этих приборов. Приборы РДВ при эксплуатации нуждаются в постоянном уходе. Чистота оптической схемы определяет качество показаний прибора.

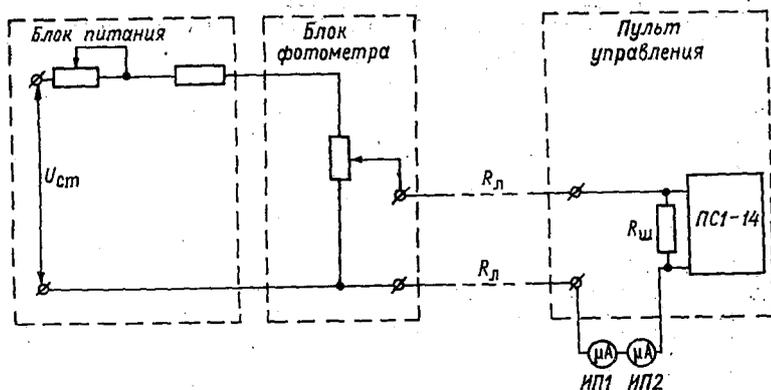


Рис. 1. Схема подключения шунта к самописцу в приборе РДВ.

Принимая во внимание вышесказанное, отмечаем, что для улучшения качества работы приборов РДВ на АМСГ необходимо устранить имеющиеся недостатки. При надлежащей профилактике по уходу за приборами РДВ и грамотном их обслуживании можно получить надежные данные видимости на ВПП.

Хорошая работа приборов РДВ — большая помощь синоптикам в оперативной работе при сложных метеорологических условиях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горышин В. И. Серийный образец автоматического фотометра для измерения и регистрации прозрачности атмосферы (РДВ). — «Тр. ГГО», 1968, вып. 213, с. 48—58.

ВОПРОСЫ ТОЧНОСТИ АКТИНОМЕТРИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

В последние годы данные актинометрических наблюдений находят довольно широкое применение как в различных отраслях науки, так и в практической деятельности человека. Оценка точности используемых материалов становится при этом все более и более необходимой. Во многих случаях оказывается желательным повышение точности измерений. Для правильного решения этих вопросов необходимо исследование основных источников ошибок, возникающих при измерениях радиационных потоков современными актинометрическими приборами.

Нам представляется целесообразным сделать краткий обзор постановки общих вопросов по точности актинометрических наблюдений.

Известно, что при любом физическом измерении нельзя получить совершенно точного значения измеряемой величины A , так как оно всегда сопровождается некоторой ошибкой. В общем случае можно считать, что эта ошибка складывается из ошибки систематической (a) и случайной (α). Следовательно,

$$A_{\text{измер}} = A_{\text{действ}} + a + \alpha + \dots,$$

причем величины a и α могут быть как положительными, так и отрицательными.

У наиболее точных физических приборов систематическая ошибка a мала по сравнению с величиной случайной ошибки α (вызванной несовершенством измерительных приборов, изменчивостью условий, в которых выполняются измерения, и погрешностями самого наблюдателя) и точность измерения определяется только величиной α . Однако у большинства приборов, особенно у приборов сложной конструкции, систематические ошибки могут быть различного происхождения, различными по величине и знаку, поэтому далеко не всегда их алгебраическую сумму можно считать пренебрежимо малой.

Величину систематической ошибки можно определить либо теоретически (путем создания точной теории прибора), либо экспериментально (путем одновременных сравнений исследуемого прибора с эталоном, систематические ошибки которого пренебрежимо малы). Установление действительной величины систематической ошибки a позволяет существенно повысить точность измерения, так как в этом

случае величина a исключается из правой части уравнения (1) путем введения поправки в результаты измерения:

$$A_{\text{измер}} - a = A_{\text{действ}} + a. \quad (2)$$

Актинометрические датчики являются приборами довольно сложной конструкции и в них сумма систематических ошибок в большинстве случаев оказывается значительно больше величины случайной ошибки. Поэтому установление систематических ошибок актинометрических приборов и их исключения из результатов измерений имеет первостепенное значение.

Случайная ошибка возникает под действием факторов, не поддающихся учету и действующих различно при каждом отдельном измерении, в результате чего при многократном измерении одной и той же величины результаты измерений получаются неодинаковыми. Оценить величину случайной ошибки ряда измерений можно только статистически на основе законов теории вероятностей в предположении, что ошибки разных знаков равновероятны и что вероятность ошибки определенной величины тем меньше, чем больше эта величина.

Если все измерения одинаково точны и независимы друг от друга, то наиболее вероятным значением измеряемой величины будет среднее арифметическое измеренных значений $\bar{A}_{\text{измер}}$. Мерой точности измерения может служить средняя ошибка $\epsilon_{\text{ср}}$, вычисляемая по отклонениям каждого отдельного измерения (Δi) от среднего арифметического из n измерений:

$$\epsilon_{\text{ср}} = \frac{\sum_{i=1}^n |\Delta i|}{n} \quad (3)$$

или средняя квадратическая ошибка

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \Delta i^2}{n(n-1)}}. \quad (4)$$

Полученное из n измерений среднее значение измеренной величины само включает некоторую ошибку, величина которой характеризуется средней ошибкой

$$r = \frac{\sigma}{\sqrt{n}} \quad (5)$$

или вероятной ошибкой

$$E = 0,6745r = 0,6745 \frac{\sigma}{\sqrt{n}}. \quad (6)$$

Повышение точности измерений за счет уменьшения случайных ошибок может быть достигнуто двумя путями. Одним из них является уменьшение величины отклонений Δi от среднего значения в результате повышения чувствительности прибора. Другой путь состоит в увеличении числа измерений n , используемых для вычисления $\bar{A}_{\text{измер}}$. Однако следует иметь в виду, что для сколько-нибудь

значительного повышения точности в этом случае необходимо очень большое число измерений, что лишь в редких случаях может быть осуществлено на практике.

Все сказанное относится к точности измерений, производимых при условии постоянства измеряемой величины в течение всего времени, необходимого для проведения измерений. Это условие выполняется для большинства физических измерений, производимых в лабораторной обстановке. Достижимая при этом точность измерений может быть названа физической или инструментальной точностью измерений.

Вопрос о точности значительно осложняется, когда речь идет об измерениях, производимых в естественных условиях, т. е. в движущейся неоднородной атмосфере. Таковыми, например, являются метеорологические и, в частности, актинометрические наблюдения. Поля метеорологических элементов, особенно в нижнем слое атмосферы, сказываются очень неоднородными. Особенно значительное влияние на точность измерений оказывает неоднородность термического и ветрового поля атмосферы. Возникающие при этом трудности особенно наглядно проявляются при исследовании скалярного температурного поля. При измерении температуры воздуха в различных точках поля безынерционными приборами, мгновенно отмечающими точные значения температуры, результаты измерений получаются различными даже в близких точках поля. В одной и той же точке измеренные величины испытывают квазипериодические колебания малого периода, но довольно значительной амплитуды. В этом случае необходимо установить, что следует понимать под «истинным» значением измеряемой величины в одной точке и в данный момент. Иначе говоря, какое из множества истинных значений температуры воздуха, заключенных в некотором интервале, может быть выбрано в качестве однозначной характеристики всего этого множества.

Если допустить, что различие мгновенных значений измеряемых величин в отдельных точках поля в определенный момент вызывается случайными причинами, то за истинное значение этой величины естественно принять ее наивероятнейшее значение, т. е. среднее из всех значений, полученных в некоторой области вокруг данной точки. Тогда отклонения от этой средней величины в отдельных точках можно рассматривать как случайные ошибки измерения, а точность измерения будет определяться теми же формулами математической статистики, как и в случае неизменной величины. Но эта точность будет уже иной и более низкой, чем инструментальная точность измерения. Эту пониженную вследствие неоднородности метеорологических полей точность можно назвать геофизической точностью измерения. Так, например, температура воздуха измеряется с инструментальной точностью $0,1^\circ$. С применением современных методов измерения температуры эта точность могла быть повышена во много раз. Но такое повышение инструментальной точности измерений не имело бы смысла, так как температура воздуха в нижнем слое испытывает непрерывные и быстрые

колебания с амплитудами, могущими превышать 1° , и с периодами различных порядков — от десятых долей секунд до секунд, десятков секунд и минут. В результате геофизическая точность отдельных измерений температуры воздуха составляет не более $0,5^\circ$. Аналогичная картина наблюдается при измерении других физических характеристик атмосферного воздуха.

В отличие от инструментальной точности, геофизическая точность измерений одним и тем же прибором не будет постоянной, а будет зависеть от степени неоднородности атмосферы. Чем более однородна атмосфера, тем ближе друг к другу будут «мгновенные» значения ее физических характеристик в отдельных точках и, следовательно, тем больше геофизическая точность измерения будет приближаться к инструментальной. Однако геофизическая точность определяется не только микроструктурой атмосферы, но также инерцией прибора и методикой производства отсчетов.

Если измерения производятся приборами, обладающими инерцией, то отсчет по прибору при монотонном измерении величины отстает от отсчета, который был бы получен при измерении безынерционным прибором. Если же измеряемая величина испытывает колебания малого периода, то вследствие инерции прибор сглаживает амплитуды пульсаций, а пульсации с очень малым периодом вовсе не отмечаются прибором.

Инерция прибора характеризуется его «постоянной времени», т. е. временем, которое необходимо, чтобы при внезапном изменении измеряемой величины от значения A_1 до значения A_2 показания прибора изменились на 95, 99 или 99,5% абсолютной величины разности ($A_1 - A_2$).

Инерция измеряющего прибора вносит очень существенные ошибки в результаты измерения и понижает точность измерения отдельных «мгновенных» значений. В случае быстрого изменения измеряемой величины ее точное мгновенное значение может быть получено только безынерционным прибором. Применение же приборов инерционных в этом случае дает ошибку, значительно большую инструментальной. Величина ошибки при этом может получаться различной в зависимости от того, в каком соотношении будут находиться друг к другу инерция прибора, период и фаза колебания измеряемой величины. Наоборот, инерция измеряющего прибора повышает геофизическую точность измерения, так как благодаря ее влиянию сглаживаются амплитуды колебания отдельных отсчетов и результаты приближаются к среднему значению для некоторого значительного объема и некоторого отрезка времени, т. е. к значению, принимаемому нами за «истинное» значение при геофизических измерениях. Очень значительное увеличение инерций приборов все же нежелательно, так как прибор с большой инерцией «осредняет» результаты за столь значительный промежуток времени, что за подобными сглаженными данными теряются или искажаются изменения, характерные для значительной массы воздуха.

Таким образом, для каждого рода измерений оптимальной будет некоторая не очень малая и не слишком большая инерция

прибора. Установление такой оптимальной величины представляет особую задачу в исследовании актинометрических приборов. В последние годы вопросу учета инерции при наблюдениях посвящен ряд работ [4, 6—8, 11 и др.].

Методика измерения может также оказывать существенное влияние на точность получаемых результатов [4, 8—10]. Наименьшая точность будет получаться, если при измерении производится только один отсчет по прибору. В этом случае точность измерения будет определяться только микроструктурой среды и инерцией прибора. Если же при измерении производится несколько отсчетов с небольшими промежутками между ними, то средняя из этих отсчетов будет уже значительно ближе подходить к «истинному» значению измеряемой величины.

Повышение точности зависит от числа осредненных отсчетов и от величины промежутков между отдельными отсчетами. Если производимая серия отсчетов охватывает один или несколько периодов колебания измеряемой величины, а отсчеты приходятся на отдельные фазы колебаний, то геофизическая точность измерений повышается весьма значительно и приближается к инструментальной точности применяемого прибора.

Для всесторонней количественной оценки геофизической точности определенного метода наблюдений необходимо исследование короткопериодических колебаний измеряемого элемента в различных климатических и погодных условиях. Имеется ряд работ [4, 5, 10, 11], которые посвящены исследованию геофизической точности измерения элементов радиационного режима.

Для исследованных метеорологических элементов [1—3] геофизическая точность измерений в случаях значительной неоднородности атмосферы оказывается в 5—10 раз ниже инструментальной. Таким образом, точность метеорологических наблюдений ограничивается геофизическими факторами.

В этом плане актинометрические наблюдения существенно отличаются от метеорологических и очень часто преобладающее значение в них имеют ошибки инструментального происхождения, которые могут вносить существенные искажения в результаты измерений.

Разница между метеорологическими и актинометрическими измерениями заключается в том, что метеорологические приборы большей частью являются приборами абсолютными и дают непосредственные значения измеряемых величин. Инструментальные поправки, которые должны вводиться в отсчеты по этим приборам, как правило, невелики, с течением времени изменяются незначительно и в большинстве случаев не выходят за пределы действительной (геофизической) точности измерений. Благодаря этому все наблюдения с приборами одного и того же типа можно считать одинаково точными. Правильный отсчет по исправному прибору не может дать грубо ошибочной величины.

Иначе обстоит дело при актинометрических измерениях. Здесь все применяемые приборы (даже так называемые абсолютные)

фактически являются приборами относительными и нуждаются в регулярной поверке и контроле. Чувствительность их может изменяться в очень широких пределах, причем эти изменения могут происходить как медленно и постепенно, так и внезапно скачкообразно. Без учета такого рода изменений результаты измерений могут оказаться грубо ошибочными.

Разграничение понятий инструментальной и геофизической точности измерений совершенно необходимо для того, чтобы разобраться в вопросе точности актинометрических наблюдений и установить возможности и пути повышения этой точности. Геофизическую точность измерений также всегда следует учитывать при оценке отдельных измерений, например предельных величин, рассматриваемых как климатические характеристики. Наоборот, при рассмотрении средних величин из большого числа наблюдений вопрос о геофизической точности существенного значения не имеет.

Точность измерений (как инструментальная, так и геофизическая) оказывается неодинаковой для различных элементов радиационного режима. Поэтому нельзя составить достаточно полного представления о современном состоянии дел о точности актинометрических измерений без рассмотрения инструментальной и геофизической точности измерений в отдельности для каждого из основных элементов радиационного режима.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беспалов Д. П. Точность измерений температуры и влажности воздуха и перспективы ее повышения. — «Тр. ГГО», 1956, вып. 61 (123), с. 3—21.
2. Гольцман М. И. Структура среды и точность метеорологических наблюдений. — «Климат и погода», 1935, № 1, с. 5—10.
3. Гольцман М. И. Основы методики аэрофизических измерений. Л., Гостехиздат, 1956. 360 с.
4. Гойса Н. И., Железнякова Т. В., Перелет Н. А. О некоторых источниках погрешностей измерений радиационного баланса балансомерами Янишевского. — В кн.: Метеорологические исследования М., «Наука», 1966, № 15, с. 31—43.
5. Дмитриев А. А. О колебаниях малого периода показаний пиргеометра Савинова. — «Метеорология и гидрология», 1940, № 3, с. 113—120.
6. Каган Р. Л. К учету инерции прибора при метеорологических измерениях. — «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1964, № 2, с. 302—308.
7. Клеванцова В. А., Елисеев А. А. Исследование инерции пиргелометров и актинометров разных конструкций. — «Тр. ГГО», 1970, вып. 255, с. 120—124.
8. Лебедева К. Д., Сивков С. И. О точности измерения радиационного баланса термоэлектрическими балансомерами. — «Тр. ГГО», 1962, вып. 129, с. 3—30.
9. Лебедева К. Д., Сивков С. И., Ястребова Т. К. О повышении точности радиационного баланса на сети станций. — «Тр. ГГО», 1964, вып. 160, с. 20—30.
10. Лебедева К. Д., Сивков С. И., Ястребова Т. К. Результаты исследования термоэлектрических балансомеров Ю. Д. Янишевского. — «Тр. ГГО», 1965, вып. 174, с. 62—80.
11. Лебедева К. Д., Сивков С. И., Ястребова Т. К. О короткопериодических пульсациях в показаниях незащищенных балансомеров и пиргеометров. — В кн.: Метеорологические исследования. М., «Наука», 1966, № 15, с. 83—92.

К ВОПРОСУ ОБ ОПРЕДЕЛЕНИИ СПЕКТРАЛЬНЫХ ПОПРАВОК ПИРАНОМЕТРА ЯНИШЕВСКОГО

Пиранометры являются относительными приборами, которые не сравниваются непосредственно между собой, а градуируются по другим контрольным приборам (актинометрам). Переводные множители пиранометров принято определять методом «Солнце—тень» [1, 2]. При использовании такого метода, как было замечено в статье [3], найденные значения переводного множителя могут несколько отличаться от истинных. Однако в практике обработки результатов сетевых наблюдений не принято вводить спектральные поправки [1]. Это в известной степени оправдывается тем, что расхождения между поправками, подсчитанными различными авторами [3—6], сравнимы по величине с самими поправками. Следовательно, оценка спектральных поправок пиранометров в настоящее время связана прежде всего с оценкой точности наблюдений по пиранометрам. В настоящей работе выясняется, в каких пределах могут колебаться спектральные поправки при использовании различных исходных данных. Так как после появления статей [3—5] было опубликовано несколько новых работ по спектру рассеянной радиации, целесообразно провести дополнительные расчеты спектральных поправок.

В первую очередь интересно оценить некоторые экстремальные значения спектральных поправок, т. е. вычислить эти поправки, допуская, что в определенных интервалах длин волн спектральная чувствительность пиранометра E_λ принимает крайние значения, 0 или 1. В настоящей работе такие вычисления проведены при выделении области 0,28—0,40 мкм, спектральная чувствительность пиранометров вне этого диапазона и спектральные распределения прямой (S_λ) и рассеянной (D_λ) радиации брались по данным, приведенным соответственно в статьях Ю. Д. Янишевского [3], Ю. К. Росса [4], Х. Молдау [5] и В. Росса [6]. В интервале 0,28—0,40 мкм расчетная кривая спектральной чувствительности пиранометров имеет крутой ход, следовательно, значения E_λ определяются менее точно, кроме того, непосредственно измеренные величины E_λ указаны только для длин волн $\lambda \geq 0,4$ мкм. Заметим, что даже последние данные о распределении энергии в спектре Солнца при $\lambda < 0,4$ мкм систематически отличаются друг от друга в пределах до 15% [8].

Методика расчета спектральных поправочных множителей пиранометров k_0 и k_{10} (соответственно для ясного и пасмурного неба при количестве облаков $n=0$ и $n=10$), предложенная Ю. Д. Янишевским, была подробно описана в статье [3] и с тех пор применялась во всех следующих работах с некоторыми вариациями, зависящими от типа исходных данных. Результаты расчета по срезанным спектрам приведены в табл. 1.

Таблица 1

Автор	$E_\lambda (0,28 < \lambda < 0,40)$		$E_\lambda (0,28 < \lambda < 0,40)$	
	0	1	0	1
	$n=0$		$n=10$	
Ю. Д. Янишевский [3]	1,12	0,96	0,96	0,97
Ю. К. Росс [4]	1,17	0,98	0,93	0,94
Х. Молдау [5]	1,17	1,01	0,98	0,98
В. Росс [6]	1,11	0,98	0,96	0,96

Интересно отметить, что изменения спектральной чувствительности пиранометра в интервале 0,28—0,40 мкм вносят существенные изменения в спектральные коэффициенты для ясного неба ($n=0$) и почти не сказываются на коэффициентах для пасмурного неба ($n=10$). Особенности данных, относящихся к последнему случаю, рассмотрены более подробно ниже.

Величины спектральных поправок первоначально были получены Ю. Д. Янишевским на основании имевшихся тогда литературных данных о величинах S_λ , D_λ и E_λ . Он использовал кривую спектральной интенсивности прямой солнечной радиации по Кёлеру для массы $m=1,4$, осредненные данные Гесса (исправленные для коротких волн по Онгстрему) в качестве спектра рассеянной радиации безоблачного неба, а в качестве спектра рассеянной радиации пасмурного неба кривую по Калитину и Онгстрему. Спектральная чувствительность пиранометра E_λ бралась им по измерениям Гаше, относящимся к пиранометру Онгстрема (предполагая, что соответствующие характеристики пиранометров Онгстрема и Янишевского достаточно близки).

В работе Ю. К. Росса [4] спектральная чувствительность пиранометра определялась с помощью комбинации различных данных и оценивалась величиной произведения непосредственно измеренного коэффициента пропускания колпака на разность коэффициентов отражения черного и белого покрытий. Полученная в результате этого кривая отличалась от кривой Янишевского. Спектральные поправки вычислялись на основании спектральных распределений прямой и рассеянной радиации, приведенных Янишевским, хотя и указывалось на расхождение их с более поздними данными.

Кривая спектральной чувствительности пиранометра, используемая Х. Молдау [5], удовлетворительно согласуется с кривой

Ю. К. Росса и получена тем же путем. В качестве спектральных распределений прямой и рассеянной радиации ясного неба Молдау использовал результаты вычислений по теоретической схеме К. С. Шифрина и О. А. Авасте, а для рассеянной радиации пасмурного неба брал распределение, предложенное Ю. Д. Янишевским [3].

Метод, с помощью которого определялась спектральная чувствительность пиранометров в работах [4, 5], не является вполне строгим. Зависимость чувствительности пиранометра от длины волны определяется более точно из непосредственных экспериментов с реальным экземпляром прибора. Результаты прямого определения спектральной чувствительности пиранометров, проведенных в ЛЭТИ, представлены в статье [7]. Между измеренной кривой спектральной чувствительности и полуэмпирическими кривыми, используемыми в работах [4, 5], имеется довольно заметная разница. Кривая спектральной чувствительности пиранометра, определенная непосредственно из опыта, использовалась в работе В. Росса, который определял спектральные поправки на основании спектральных распределений S_λ и D_λ , полученных по схеме К. С. Шифрина и О. А. Авасте для прямой и рассеянной радиации ясного неба, а в качестве спектра рассеянной радиации пасмурного неба, так же как и все остальные авторы, брал данные из статьи [3]. В работах [3—6] на основании расчетов получены следующие величины спектральных поправок, которые приведены в табл. 2.

Таблица 2

Автор	n	
	0	10
Ю. Д. Янишевский [3]	1,013	1,025
Ю. К. Росс [4]	1,047	0,941
Х. Молдау [5]	1,057	0,975
В. Росс [6]	0,984	0,951

Следует отметить, что проверка расчетов по данным, приведенным в статье [3], дает значения спектральных поправок, которые отличаются от результатов, опубликованных Ю. Д. Янишевским. Это было обнаружено Ю. К. Россом, который подсчитал, что по данным Ю. Д. Янишевского спектральная поправка для рассеянной радиации ясного неба равна 0,988, для пасмурного неба 0,972.

Авторы всех рассмотренных работ указывают, что селективность пиранометров может вызывать значительные ошибки, которые желательно устранять введением соответствующих поправок. Однако величина этих поправок окончательно еще не выяснена, а использование авторами различных спектральных распределений радиации и различных кривых спектральной чувствительности пиранометров предопределяло значительные расхождения в величинах поправок.

Для постепенного устранения расхождения различных оценок спектральных коэффициентов целесообразно сначала собрать, обобщить и представить в легко воспроизводимой форме имеющиеся сейчас данные экспериментальных исследований спектра рассеянной радиации при ясном и пасмурном небе. Эти характеристики входят в группу наиболее общих исходных данных, так как могут использоваться при оценке спектральных коэффициентов любых пиранометров, независимо от их конструктивных особенностей. Результаты работы по обобщению разрозненных литературных данных и выводу простейших осредненных закономерностей, отображающих наиболее характерные черты спектра рассеянной радиации, вероятно, будут представлять интерес и для других практических приложений.

На рис. 1 сопоставлены различные экспериментальные данные о спектре рассеянной радиации при безоблачном небе, опубликованные в течение периода с 1936 по 1971 г. При составлении этого графика все спектры нормировались в соответствии с принятым значением $D_\lambda = 1$ при $\lambda = 0,5$ мкм. Спектральные измерения проводились с помощью различной аппаратуры в разных местах, расположенных как на территории СССР [10—13], так и за рубежом [14—16]. Некоторые из этих данных (в частности, результаты измерений Е. Л. Кринова и В. В. Шаронова [10]) неоднократно приводились в книгах в качестве примера [17, 18]. В противоположность этому изредка приводятся кривые, источник которых трудно определить [13, 19]. Из работы [19] для рис. 1 взята только одна кривая (для высоты Солнца 15°), так как две другие кривые (для 20 и 35°) резко расходятся со всей совокупностью имеющихся данных. По этой же причине не взята одна из кривых, приведенных в [13] с неточной ссылкой на источник.

Следует отметить, что кривые спектрального распределения рассеянной радиации, полученные путем непосредственных измерений, охватывают в большинстве случаев очень ограниченную часть спектра (чаще всего видимую область). Была найдена только одна серия кривых, характеризующих спектральную яркость неба в интервале от $0,4$ до 2 мкм [12]. Хорошая согласованность относительного хода всех приведенных в атласе [12] яркостных кривых позволяет считать, что они могут служить также вполне удовлетворительной характеристикой спектра рассеянной радиации.

При наличии сходных, но не вполне совпадающих результатов различных измерений за норму принимаются обычно осредненные данные. Эти данные практически значительно удобнее использовать в том случае, когда вместо чисто внешнего объединения их некоторой непрерывной кривой указывается достаточно простая приближенная формула, в наиболее благоприятном варианте допускающая естественную интерпретацию наблюдаемой закономерности. В качестве исходной модели для построения приближенной формулы, описывающей нормальный сглаженный спектр рассеянной радиации, было выбрано выражение для спектра прямой радиации ($S_{0\lambda}$ и S_λ), полученное В. Г. Кастровым в процессе вывода

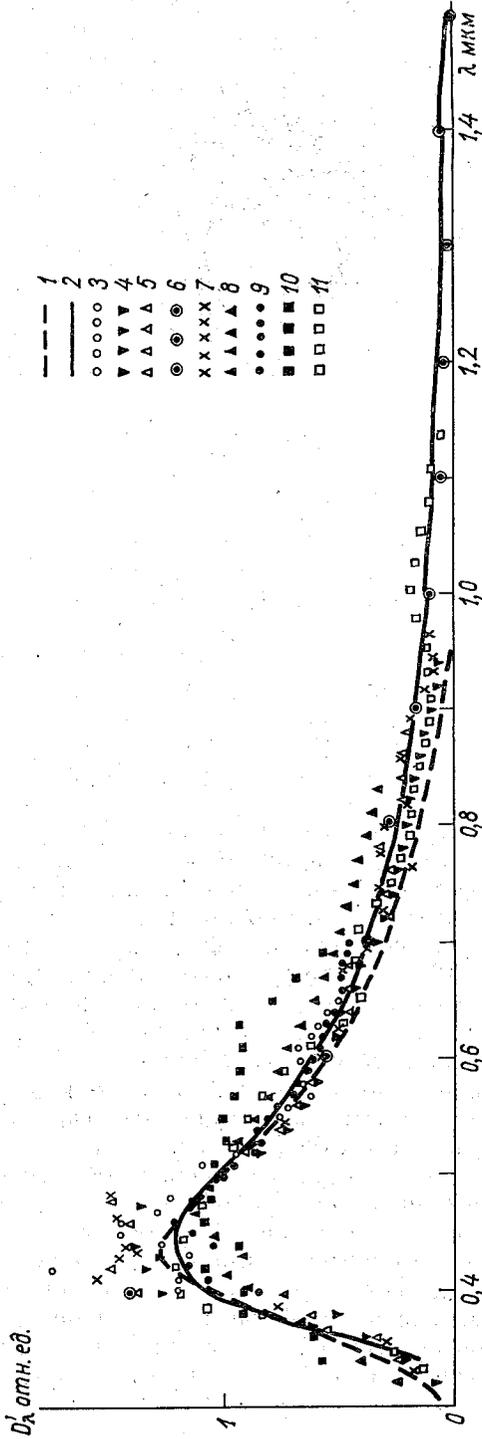


Рис. 1. Спектральное распределение рассеянной радиации при ясном небе.

1 — по данным Калитина [9], 2 — по формуле (2), 3 — по измерениям Кримова и Шаронова [10], 4 и 5 — по измерениям Кондратьева и др. [11], 6 — по данным Кушпиля [12], 7 — по измерениям Гришечкина и Михайлова [13], 8 — по данным Шенмана и Гегца [14], 9 — по измерениям Тейлора и Керра [15], 10 — по измерениям Даса и Састри [16], 11 — из книги [19].

его формулы [20]. Чтобы использовать это выражение, нужно дополнительно ввести достаточно правдоподобное допущение о наличии линейной связи между D_λ и S_λ типа $D_\lambda \approx a(S_{0\lambda} - S_\lambda)$, где a — некоторый коэффициент. Тогда

$$D_\lambda = a \bar{S}_{0\lambda} e^r L^{-r} e^{-rL^{-1}} (1 - e^{-smL^{-1}}), \quad (1)$$

где $\bar{S}_{0\lambda}$ — максимальное значение $S_{0\lambda}$, получающееся при $\lambda = \bar{\lambda} = 0,47$ мкм, $L = \frac{\lambda - \lambda_0}{\bar{\lambda} - \lambda_0}$ ($\lambda_0 = 0,29$ мкм нижняя граница спектра

солнечной радиации ниже слоя озона). В. Г. Кастров указал определенное значение параметра $r = 2$, при котором вычисленная кривая лучше всего согласуется с реальным спектром солнечной радиации (без учета полос поглощения). Тогда $s = 2c$, где c — коэффициент, характеризующий прозрачность атмосферы.

В результате расчетов, проведенных по формуле (1) при различных значениях sm , и сравнения соответствующих нормированных кривых (привязанных к относительному значению $D_\lambda = 1$ при $\lambda = 0,5$ мкм) с осредненными экспериментальными данными было найдено значение параметра $sm = 1$, при выборе которого расчетная кривая достаточно близка к осредненному спектру рассеянной радиации при ясном небе (рис. 1). В таком случае формула (1) может быть переписана в более развернутом виде:

$$D'_\lambda = \frac{0,425}{(\lambda - 0,29)^2} e^{-\frac{0,36}{\lambda - 0,29}} \left(1 - e^{-\frac{0,18}{\lambda - 0,29}} \right). \quad (2)$$

Аналогичный способ был применен также для обобщения и аппроксимации по формуле (1) осредненных экспериментальных данных о спектре рассеянной радиации при пасмурном небе ($n = 10$). При составлении графика, представленного на рис. 2, были использованы экспериментальные данные, приведенные в статьях [10, 15, 16, 21, 22]. Для рассматриваемого теперь случая ($n = 10$) имеющиеся данные носят особенно ограниченный характер и охватывают лишь участок спектра до 0,8 мкм, что затрудняет анализ спектрального распределения рассеянной радиации пасмурного неба. Однако на рис. 2 совершенно очевидно, что ни одно из распределений, приведенных в указанных статьях, не совпадает с данными Н. Н. Калитина [9], которые использовались в работах [3—6] для вычисления спектральных поправок пиранометров. По данным, приведенным Н. Н. Калитиным, спектр рассеянной радиации при пасмурном небе характеризуется максимумом, расположенным около 0,75 мкм, тогда как по результатам всех следующих измерений максимальные значения отмечаются в области около 0,5 мкм. Имеющиеся экспериментальные данные могут быть в среднем аппроксимированы формулой (1) при $sm = 10$, так что для спектра рассеянной радиации при пасмурном небе D''_λ можно написать следующее

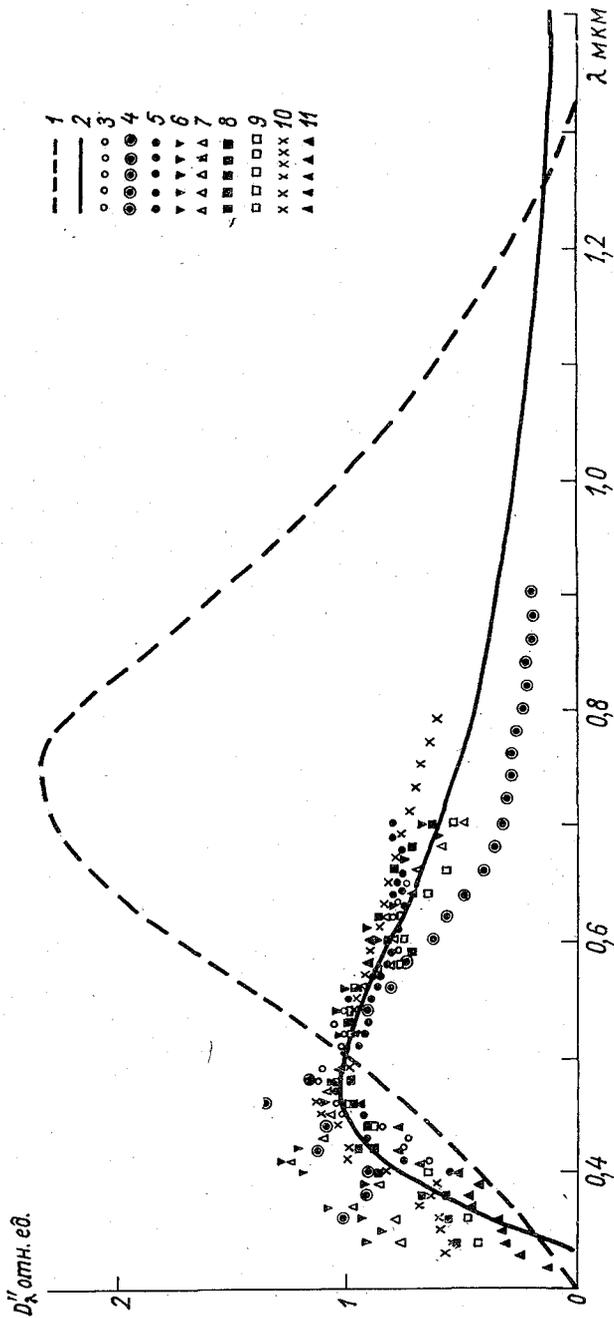


Рис. 2. Спектральное распределение рассеянной радиации при пасмурном небе

1 — по данным Калитина [9], 2 — по формуле (3), 3 — по измерениям Кринова и Шаронова [10], 4 — по формуле [13], 5 — по измерениям Тейлора и Керра [15], 6—9 — по измерениям Даса и Састри [16], 10 — по измерениям Миддлтона [21], 11 — по измерениям Хислмана [22].

приближенное выражение:

$$D_{\lambda}'' = \frac{0,245}{(\lambda - 0,29)^2} e^{-\frac{0,36}{\lambda - 0,29}} \left(1 - e^{-\frac{1,8}{\lambda - 0,29}}\right). \quad (3)$$

Формулы (2) и (3) не учитывают полос поглощения, особенно интенсивных в инфракрасной области, и дают завышенные значения в ее дальней части, поэтому при использовании этих формул для расчета спектральных поправок пиранометров значения D_{λ} вычислялись только до $\lambda = 1,5$ мкм, а при $\lambda > 1,5$ мкм приравнялись нулю. При расчете спектральных поправок требуется использовать также данные о спектре прямой солнечной радиации S_{λ} . Расчеты, проведенные В. Г. Кастровым [20], были непосредственно связаны с характеристикой спектра прямой радиации, но аппроксимировали его в инфракрасной области слишком грубо. При характеристике спектра рассеянной радиации эти расхождения в значительной степени компенсируются вследствие использования разности двух однотипных величин, а при расчете сглаженного спектра S_{λ} целесообразно ввести некоторый корректирующий множитель, принимая в результате следующее приближенное выражение (относящееся к некоторым средним условиям):

$$S_{\lambda} = \frac{0,250}{(\lambda - 0,29)^2} e^{-\frac{0,1\lambda^2 - 0,029\lambda^2 + 0,36}{\lambda - 0,29}}. \quad (4)$$

Для вычисления спектральных поправок по полученным спектрам (причем значения S_{λ} по указанным выше причинам вычислялись до $\lambda = 2,4$ мкм) была подсчитана таблица нормированных значений радиации для интервалов, предложенных Ю. Д. Янишевским [3]. При расчете спектральных поправок использовались различные данные о спектральной чувствительности пиранометров, указанные авторами работ [3—6]. Полученные результаты представлены в табл. 3, где ссылки на авторов относятся только к характеристикам самих пиранометров, тогда как спектральные характеристики радиации взяты одинаковыми для всех четырех вариантов.

Таблица 3

Автор	n	
	0	10
Ю. Д. Янишевский [3]	0,98	0,99
Ю. К. Росс [4]	1,02	0,98
Х. Молдау [5]	1,03	1,00
В. Росс [6]	0,99	0,99
Среднее	1,00	0,99

Как видно из табл. 3, спектральные поправочные множители близки в среднем к единице. Это было замечено для случая ясного

неба еще В. Россом в работе [6]. Почти точно такие же значения k_0 были получены в работе [23], где расчет был сделан только для ясного неба. Получение заниженных спектральных коэффициентов для пасмурного неба естественно объясняется использованием в статьях [3—6] старых данных о спектре рассеянной радиации при сплошной облачности, значительно отличающихся от полученных позднее результатов непосредственных измерений. Сравнительно ограниченные колебания спектральных коэффициентов, встречающиеся в табл. 3, частично могут иметь случайный характер в связи с небольшими различиями спектральных характеристик индивидуальных приборов. Систематические погрешности результатов измерений рассеянной радиации с помощью пиранометров Янишевского, связанные с наличием небольших спектральных поправок, по-видимому, лежат в пределах точности контролируемых приборов, используемых для градуировки пиранометров.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Янишевский Ю. Д. Актинометрические приборы и методы наблюдений. Л., Гидрометеиздат, 1957. 415 с.
2. Руководство по поверке метеорологических приборов. Под ред. И. А. Покровской. Л., Гидрометеиздат, 1967. 419 с.
3. Янишевский Ю. Д. Вопросы методики измерений пиранометрами и рассеянная радиация в Павловске. — «Тр. ГГО», 1951, вып. 26(88), с. 5—45.
4. Росс Ю. К. Об измерении радиации пиранометрами Янишевского. — «Изв. АН ЭССР. Сер. техн. и физ.», 1957, т. 1, № 1, с. 3—8.
5. Молдау Х. О спектральной чувствительности пиранометра Янишевского и балансомера Шульца. — В кн.: Исследования по физике атмосферы. Тарту. Изд. ИФА АН ЭССР, 1962, вып. 3, с. 136—149.
6. Росс В. Некоторые результаты испытаний многоспайных радиационных термомоментов. — В кн.: Исследования радиационного режима атмосферы. Тарту. Изд. ИФА АН ЭССР, 1967, с. 141—158.
7. Козырев Б. П., Бученков В. А. Измерение спектральной чувствительности пиранометров и балансомеров. — «Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана», 1966, т. 2, № 5, с. 540—544.
8. Макарова Е. А., Харитонов А. В. Распределение энергии в спектре Солнца и солнечная постоянная. М., «Наука», 1972. 288 с.
9. Калитин Н. Н. Актинометрия. Л.—М., Гидрометеиздат, 1938. 324 с.
10. Кринов Е. Л., Шаронов В. В. Спектрофотометрическое исследование суммарной и рассеянной дневной освещенности. — «Журнал геофизики», 1936, т. 6, вып. 2—3, с. 162—180.
11. Кондратьев К. Я. и др. Исследование спектрального состава коротковолновой солнечной радиации. «Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана», 1965, т. 1, № 9, с. 929—940.
12. Яркость дневного безоблачного неба (экспериментальные данные). Под ред. В. И. Кушпиля. Л., Изд. ГОИ, 1971, 164 с.
13. Радиационные характеристики атмосферы и земной поверхности. Под ред. К. Я. Кондратьева. Л., Гидрометеиздат, 1969. 564 с.
14. Götz P., Schöppmann E. Die spectrale Energieverteilung von Himmels und Sonnenstrahlung. — «Helv. Phys. Acta», 1948, Bd 21, Fasc. 2, S. 151—168.
15. Taylor A. H., Kerr G. P. Distribution of energy in the visible spectrum of daylight. — JOSA, 1941, vol. 31, No. 1, p. 3—8.

16. Das S. R., Sastry V. D. P. Spectral distribution and color of tropical daylight. — JOSA, 1965, vol. 55, No. 3, p. 319—323.
17. Шаронов В. В. Свет и цвет. М., Физматгиз, 1961. 311 с.
18. Левитин И. Б. Видимость и маскировка кораблей. М., Воениздат, 1949. 148 с.
19. Шеррен де Бришамбо Ш. Солнечное излучение и радиационный обмен в атмосфере. М., «Мир», 1966, 319 с.
20. Кэстров В. Г. К вопросу об основной актинометрической формуле. — «Метеорологический вестник», 1928, т. 38, № 7, с. 173—175.
21. MacArthur W. E. K. Color of the overcast sky. — JOSA, 1954, vol. 44, No. 10, p. 796—798.
22. Hisdal B. Relative energy distribution of daylight from overcast sky. — «Archiv. Math. Naturwiss», 1957, vol. 54, p. 35—44.
23. Брунштейн А. М., Лебедева К. Д., Сивков С. И. Влияние спектральных характеристик приемных поверхностей приборов на точность измерения радиационных потоков. — В кн.: Актинометрия и оптика атмосферы. Таллин, «Валгус», 1968, с. 218—226.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ СОДЕРЖАНИЯ ОЗОНА В КАБИНАХ РЕАКТИВНЫХ САМОЛЕТОВ ХИМИЧЕСКИМ МЕТОДОМ

Атмосферный озон является одной из главных компонент газового состава атмосферы. Несмотря на его малое содержание, озон играет особенно важную роль в радиационном режиме стратосферы. Кроме того, известное свойство консервативности озона позволяет рассматривать его как атмосферный трассер для исследования турбулентного обмена между тропосферой и стратосферой и при изучении общей циркуляции атмосферы.

Для выполнения указанных исследований необходимо иметь данные об абсолютной концентрации озона на различных высотах. С помощью распространенных электрохимического и хемилюминесцентного методов зондирования атмосферного озона можно получить сведения о вертикальном распределении абсолютной концентрации озона над данным пунктом зондирования.

Однако современная мировая сеть озонзондирования крайне редка. В связи с успешно развивающейся спутниковой озонметрией значительное расширение сети озонзондировочных станций вряд ли будет оправдано, так как при больших материальных затратах будет получен минимум сведений о локальном распределении озона над отдельными пунктами зондирования, расположенными на большом расстоянии друг от друга. Более того, совершенно очевидно, что организация сети озонзондирования над огромными территориями океанов вообще не имеет перспективы.

По упомянутым выше причинам нам представляются важными самолетные исследования атмосферного озона, которые можно успешно использовать при решении конкретных геофизических задач как дополнение к данным сети озонзондировочных станций. Следует отметить, что над неосвещенными в метеорологическом отношении территориями самолетный метод исследования по существу является единственным источником информации как об атмосферном озоне, так и о других метеорологических элементах.

Первые самолетные исследования атмосферного озона до высоты 9 км были выполнены в Германии Эмертом [16] еще в 1940—1942 гг. В послевоенное время самолетные измерения озона осуществляли в Англии Кэй [7] и Мэргетройд [21], в Норвегии Брюер [13] и в США Регенер [22]. В СССР впервые такие исследования были

проведены А. С. Бритаевым [1, 2] во время экспериментальных полетов над ЕТС.

Исследования, проводившиеся названными выше авторами, выполнялись путем электрохимического анализа воздуха, поступающего в самолет из атмосферы через специальные устройства. Электрохимический анализ воздуха на озон осуществлялся по методу Эмерта [17] в его различных модификациях.

Отбор наружного воздуха на высоте полета связан с большими техническими трудностями. Особенно сложной процедура отбора воздуха из атмосферы становится на больших высотах при выполнении полетов на реактивных самолетах со скоростью 850—900 км/ч. С такими трудностями столкнулись Кэй и Мэргетройд, выполнявшие измерения озона на реактивных самолетах до высот 12,5 и 15 км соответственно.

Однако лишь в последние годы (1970—1972) благодаря экспериментальным полетам по исследованию вариаций озона в верхней тропосфере и нижней стратосфере, выполнявшимся на реактивных самолетах гражданской авиации в ФРГ Тифенау [24] и Зайлером [23] и независимо в научно-исследовательском институте авиационной метеорологии при Ленинградском гидрометеорологическом институте (НИИАМ ЛГМИ), было найдено, что для измерения концентрации атмосферного озона нет необходимости в создании специальных устройств для отбора наружного воздуха. Оказалось, что атмосферный озон в компрессорах двигателей и системах кондиционирования дозвуковых реактивных самолетов термически не распадается и практически полностью проникает в герметические кабину и салоны. Сравнение экспериментальных данных о содержании озона в кабинах самолетов, полученных во время полетов, с результатами одновременных озонзондирований, приведенных к нормальным условиям [24], а также с аэроклиматическими данными о концентрации озона на различных высотах [18] подтвердило обнаруженное Бишофом [11] в 1962 г. на примере атмосферного углекислого газа явление термической стабильности озона в компрессорах двигателей самолетов.

В НИИАМ ЛГМИ на основе применения методов химической кинетики к условиям работы компрессора двигателя реактивного самолета были проведены расчеты зависимости концентрации озона в кабине самолета от содержания озона в атмосфере на высоте полета. Выполненные расчеты также показали, что концентрация озона в кабинах дозвуковых реактивных самолетов численно равна концентрации озона в наружном воздухе на высоте полета. Кроме того, было найдено, что концентрация озона в кабинах дозвуковых самолетов не зависит от технических характеристик двигателей. Это связано с тем, что современные пассажирские реактивные самолеты, выполняющие полеты на высотах 8—12 км, оборудованы двигателями с техническими параметрами, незначительно отличающимися друг от друга. При сверхзвуковом полете термический распад озона в компрессорах двигателей по предварительным расчетам оказался значительным, что определило невысокую концентрацию

озона внутри самолета. Однако этот вопрос выходит за рамки настоящей работы и по существу является предметом специального исследования.

Таким образом, учитывая изложенное выше, исследование вариаций концентрации озона в кабинах реактивных самолетов могут успешно производиться одновременно в двух взаимосвязанных направлениях: изучение пространственного распределения атмосферного озона над большими географическими площадями на высотах полетов рейсовых самолетов гражданской авиации и авиационно-медицинские исследования содержания токсических концентраций озона в кабинах самолетов с целью получения гигиенической оценки кабинного воздуха на озон. Последнее направление возникло в авиационной медицине на стыке с авиационной метеорологией в начале 50-х годов в связи с повышением потолка полетов пассажирских реактивных самолетов до высот 8—12 км, на которых среднегодовая концентрация озона превышает предельно допустимое значение — 0,1 мг/м³ [8, 18]. Следует указать, что первые исследования содержания озона в кабинах пассажирских реактивных самолетов с точки зрения его возможного влияния на жизнедеятельность экипажа и пассажиров были выполнены еще в 1960 г. в Канаде Янгом [25], в 1961—1962 гг. в Англии Беннетом [10] и в США Брэбетсом [12], Кидерой [19] и Комхиром [20].

Янг производил определение озона по методу, основанному на свойстве озонного старения резины. Бенетт, Брэбетс, Кидера и Комхир производили измерения озона с помощью автоматического озонметра, сконструированного по принципу электрохимического брэннозона Брюера [14].

Не затрагивая токсикологических аспектов проблемы атмосферного озона, мы главное внимание уделим метеорологической стороне этого вопроса. Поэтому не следует забывать, что приводимые ниже экспериментальные данные о содержании озона в кабинах самолетов в равной мере относятся к атмосферному озону на высотах полетов.

В течение 1971—1972 гг. в НИИАМ ЛГМИ производились экспериментальные полеты на рейсовых самолетах гражданской авиации по измерению концентрации атмосферного озона. Было произведено около 30 экспериментальных полетов по определению озона в кабинах самолетов химическим методом на воздушных трассах в полярных, умеренных и южных широтах СССР. Ниже описываются цель экспериментальных полетов, методика определения озона в кабинах самолетов химическим методом и приводятся некоторые результаты исследований.

При проведении экспериментальных полетов предполагалось решение следующих задач.

1. Исследовать возможность определения концентрации озона химическим методом в условиях герметических кабин реактивных самолетов.

2. Произвести предварительную оценку содержания озона в кабинах самолетов на высотах 8—11 км.

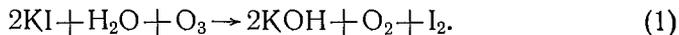
3. Исследовать вариации содержания озона внутри самолета в зависимости от высоты полета, времени года и географического района, над которым пролегает воздушная трасса.

Перед проведением экспериментальных полетов в лабораторных условиях мы произвели исследование возможности использования различных химических методов анализа низких концентраций озона: фенолфталинового, трех иодидных методов (кислого, нейтрального и щелочного) и роданоферратного. Лабораторные эксперименты показали, что для определения озона в условиях полета удобным и наиболее воспроизводимым является иодидный нейтральный метод.

Поскольку иодидный метод является известным классическим методом определения озона, по которому калибруют озонаторы и автоматические озонметры, в ряде полетов мы произвели параллельные измерения озона иодидным и роданоферратным методами с целью апробации последнего для анализа низких концентраций озона.

Известно, что система контроля и нормирования токсических веществ осуществима лишь при использовании адекватных методов определения вредных веществ. Учитывая это, измерения озона иодидным методом мы производили по единой методике, утвержденной Министерством здравоохранения СССР для использования в санитарно-эпидемиологических учреждениях [3, 6].

Иодидный нейтральный метод основан на химической реакции озона с водным нейтральным раствором иодистого калия. Метод заключается в определении содержания свободного иода, выделившегося в растворе иодистого калия при пропускании через него воздуха, содержащего озон. Выделение иода происходит в результате следующей реакции:



Поскольку концентрация иода пропорциональна содержанию озона, по концентрации иода определяется содержание озона в исследуемой пробе воздуха. Концентрацию иода определяют по степени цветовой окраски поглотительного раствора с отбираемой пробой воздуха путем сравнения ее со стандартной шкалой [3]. Чувствительность метода 0,0001 мг в 2 мл анализируемой пробы.

Отбор проб кабинного воздуха осуществлялся следующим образом. Воздух в кабине самолета протягивался с помощью водяного аспиратора со скоростью 0,5 л/мин через поглотительный прибор с пористой пластинкой № 1 малой модели, наполненный 3 мл поглотительного раствора (1% раствора иодистого калия и 1% раствора уксуснокислого натрия, играющего роль стабилизатора).

Для поглощения окислов азота, возможно присутствовавших в воздухе вместе с озоном, в заборную трубку поглотительного прибора вставлялся фильтрующий патрон, выполнявший функцию сорбента. Сорбент представлял собой прокаленный силикагель, который пропитывался раствором бихромата калия ($K_2Cr_2O_7$) в концентрированной серной кислоте до полного насыщения. После того как

вся порошкообразная масса сорбента приобретала характерный оранжевый цвет, его помещали в банку с притертой пробкой для исключения доступа воздуха. Силикагель приготавливался за 6—12 ч до проведения очередного экспериментального полета. Притертая пластинка № 1 с сухим поглотителем, установленная между сорбентом и поглотительным раствором, предназначалась для улавливания тумана кислоты.

Анализ содержания озона производился следующим образом. После пропускания cabinного воздуха, содержащего озон, через водный раствор иодистого калия в колориметрическую пробирку вводили 2 мл поглотительного раствора с выделившимся в результате реакции свободным иодом. Затем в колориметрические пробирки с отобранными пробами воздуха и во все пробирки стандартной шкалы вводили по одной капле 0,03% водного раствора соляной кислоты диметилпарафинилендиамин. В результате реакции свободного иода с диметилпарафинилендиамином образовывалось вещество, окрашенное в розово-фиолетовый цвет. Колориметрирование интенсивности окраски исследуемых проб производилось, как правило, через 15—20 мин. Стандартную шкалу приготавливали из 0,01N раствора иода по методике, подробно изложенной в работе [3].

Концентрация любого газа $[X]$ мг/м³, определяемого химическим методом, вычисляется согласно [3] по следующей формуле:

$$[X] = \frac{ab}{cv_0} \cdot 1000, \quad (2)$$

где a — количество газа, найденное в анализируемом объеме жидкости, мг; b — объем жидкости (поглотительного раствора) во всей отобранной пробе, мл; c — объем поглотительного раствора, взятый для анализа, мл; v_0 — объем воздуха, отобранного для анализа при нормальных условиях, л.

Применительно к изложенной методике определения озона $b = 3$ мл, $c = 2$ мл; тогда формула (2) примет вид

$$[O_3] = \frac{3a}{2v_0} \cdot 1000. \quad (3)$$

В формуле (3) остается определить a и v_0 . Величина a — количество озона, найденное в 2 мл поглотительного раствора после сравнения со стандартной шкалой; v_0 определяется по формуле

$$v_0 = \frac{v_t p \cdot 273}{(273 + t) \cdot 760}, \quad (4)$$

где v_t — объем отобранного воздуха при температуре в кабине самолета $t^\circ \text{C}$.

Из формулы (4) видно, что v_0 — это фактически объем отобранного воздуха, приведенный к нормальным условиям (в литрах); p — барометрическое давление воздуха в кабине самолета во время отбора пробы на заданной высоте полета (в мм рт. ст.). Давление в кабине самолета изменялось в широких пределах, от 550 до

640 мм рт. ст., в зависимости от типа самолета и высоты полета и определялось по кабинному высотомеру¹. Температура воздуха в кабине самолета определялась по аспирационному психрометру.

В связи с тем, что отбор проб воздуха на озон производился в необычных условиях, в стандартную методику мы внесли некоторые изменения.

1. Отбор проб воздуха проходил при пониженном атмосферном давлении внутри самолета (550—640 мм рт. ст.), что приводило к замедленной аспирации воздуха через поглотительный раствор. Согласно методике отбора проб воздуха на озон [3], мы должны были пропускать кабинетный воздух со скоростью 0,5 л/мин, т. е. отбирать по 5 л воздуха за каждые 10 мин. Однако при замедленной аспирации в ряде случаев нам пришлось отбирать не 5 л, а 10 л, на что требовалось 20 мин. Такое незначительное изменение условий отбора воздуха предусмотрено стандартной методикой [3], согласно которой при низких концентрациях озона рекомендуется отбирать 10, 15 или даже 20 л воздуха. Уменьшение скорости протягивания воздуха через поглотительный раствор не могло повлиять на конечный результат, так как при определении озона химическим методом крайне важно не превысить скорость аспирации, установленной стандартом. При завышенных скоростях аспирации озон может «проскочить» поглотительный раствор и, не успев вступить в реакцию с иодистым калием, выйти через выходную трубку поглотителя.

2. Методика отбора проб воздуха на озон предписывает вставлять в поглотительный прибор фильтр-сорбент для фильтрации возможно присутствующих окислов азота. Случаи резкого позеленения обычно оранжевого фильтра-патрона из бихромата калия, а также заниженные значения концентрации озона в кабинах самолетов при отборе воздуха с фильтром (при параллельных измерениях озона с фильтром и без него) позволили нам в последующих полетах отказаться от патрона-сорбента. Бихромат калия активно вступал в реакцию с озоном, и поэтому некоторая часть озона оставалась во входной трубке. Что касается проблематического присутствия окислов азота в кабинах самолетов на высотах 8—12 км, для выяснения этого вопроса мы произвели параллельный отбор озона и окислов азота в ряде полетов. Ниже мы еще вернемся к обсуждению этого вопроса.

Результаты экспериментальных исследований содержания озона в кабинах реактивных самолетов, выполнявших полеты на различных воздушных трассах, представлены в табл. 1.

Из анализа данных этой таблицы следует, что, несмотря на недостаточный статистический материал экспериментальных данных, можно сделать следующие предварительные выводы.

1. Концентрация озона на высотах 8—11 км, по полученным данным, изменяется от 0,00 до 0,12 мг/м³ с отдельными вспышками до 0,18—0,27 мг/м³. Нулевые концентрации озона следует связывать

¹ Кабинный высотомер в отличие от барометрического определяет степень герметизации кабины и салонов самолета.

Концентрация ($\text{мг}/\text{м}^3$) озона в кабинах реактивных самолетов
на различных воздушных трассах СССР

Дата	Тип самолета	Маршрут	Высота, м	Количество отобранных проб	Концентрация озона		
					средняя	максимальная	минимальная
28 III 1972	ТУ-134	Ленинград— Мурманск— Ленинград	9000—8400	14	0,06	0,1	Следы
23 V	ТУ-134	Ленинград— Мурманск— Ленинград	11 000— 10 000	18	0,12	0,27	0,07
1 VII	Ил-18	Амдерма— Хатанга	7800	10	0,07	0,15	0,09
6 VII	Ил-18	Магадан— Омск— Ленинград	8400	30	0,08	0,18	0,00
25 VIII 1971	Ил-18	Ленинград— Свердловск— Ленинград	8400—7800	19	0,02	0,04	0,01
28 VIII	Ил-18	Ленинград— Пермь— Ленинград	8400—9000	16	0,03	0,04	0,00
2 X	Ил-18	Ленинград— Одесса— Ленинград	8400—7800	18	0,01	0,06	Следы

с недостаточной чувствительностью химического метода измерения низких концентраций озона.

2. Концентрация озона даже по данным химического анализа обнаруживает высотную зависимость, хотя, по-видимому, главным фактором здесь является не столько высота полета, сколько высота и положение тропопаузы относительно высоты полета самолета.

3. Повышенная концентрация озона на авиатрассе Магадан—Ленинград, по-видимому, связана с резким снижением высоты тропопаузы в высотных циклонах на отдельных участках маршрута.

4. На полярной авиатрассе Амдерма—Хатанга средняя повышенная концентрация озона на высоте 7800 м связана с низким расположением тропопаузы, характерным для полярных районов, т. е. полет большую часть времени был стратосферным или выполнялся вдоль нижней кромки тропопаузы.

5. При выполнении полета даже на постоянной высоте концентрации озона претерпевают большие вариации, от «следов» озона до концентраций, часто наблюдаемых в средней стратосфере ($0,27 \text{ мг}/\text{м}^3$). Такие резкие изменения концентрации озона связаны с метеорологическими условиями на высоте полета: с вертикальными движениями в атмосфере, турбулентным перемешиванием и вариациями высоты тропопаузы.

Как было упомянуто выше, случаи резкого позеленения патрона-сорбента означали, что бихромат калия вступал в реакцию окисления либо с озоном, либо с окислами азота. Такие наблюдения навели нас на мысль произвести пробные экспериментальные полеты по параллельному отбору окислов азота и озона.

Анализ кабинного воздуха на озон производился химическим методом по методике, подробно изложенной в работе [6]. Химический анализ отобранных проб воздуха производился в пересчете на двуокись азота по методу, основанному на реакции двуокиси азота с иодистым калием. Содержание двуокиси азота определялось колориметрически по реакции образования азокрасителей с реактивом Грисса. Количество двуокиси азота находилось путем сравнения интенсивности красной окраски поглотительного раствора со стандартной шкалой, которая приготавливалась по методике [6].

Результаты параллельного отбора озона и окислов азота представлены в табл. 2. Из таблицы видно, что всплески окислов азота наблюдались одновременно со всплесками концентрации озона. Более того, 16 августа 1972 г. на маршруте Ленинград—Пермь отсутствии заметных концентраций озона сопровождалось отсутствием концентрации окислов азота. Трудно ожидать образования окислов азота при сжатии в компрессоре двигателя самолета чистого воздуха или при генерировании их самолетным оборудованием. Несовершенство химического метода определения озона заключается в том, что согласно методике [6] мы определяли сумму окислителей, в состав которой могут входить и озон, и окислы азота. Наиболее вероятно, что главным окислителем в этой сумме является озон. В пользу такого предположения также свидетельствуют экспериментальные данные полетов (табл. 2) по маршруту Ленинград—Одесса 13 октября 1971 г. и 25 июля 1972 г.

Так, 13 октября 1971 г. на самолете ТУ-134 по маршруту Одесса—Ленинград на высоте 11 000 м в течение всего полета наблюдались одновременно высокие концентрации окислов азота и озона. Аэросиноптический анализ показал, что полет на высоте 11 000 м был стратосферным, так как тропопауза была расположена в это время на высотах 10 600—10 700 м. Следовательно, это уже говорит о том, что в сумме окислителей мы измеряли не окислы азота, а озон, высокие концентрации которого обычно наблюдаются в области озонопаузы, т. е. непосредственно над тропопаузой. Надо полагать, что фильтрация окислов азота скорее необходима при отборе проб воздуха на озон вблизи промышленных предприятий, где концентрация окислов азота в составе атмосферных загрязнений должна быть существенной.

В настоящей работе мы произвели также эксперимент по отбору и анализу воздуха кабин самолетов на озон роданоферратным методом.

Кохен и Буфалини [15] в лабораторных условиях показали, что роданоферратным методом можно определять концентрацию озона и фотоксидантов в составе атмосферных загрязнений. Более

Концентрация (мг/м³) озона и окислов азота (в пересчете на NO₂)
в кабинах реактивных самолетов на воздушных трассах

Дата	Тип самолета	Маршрут	Высота, м	Концентрация	
				озона	диоксида азота
13 X 1971	Ту-134	Ленинград— Одесса	10 000	0,02	0,22
				0,04	0,22
		0,06		0,23	
		0,04		0,22	
		Одесса— Ленинград	11 000	0,10	0,92
				0,12	1,38
		0,16		2,30	
		0,25		2,76	
23 V 1972	Ту-134	Ленинград— Мурманск	11 000	0,17	1,38
		Мурманск— Ленинград	10 000	0,13	0,92
				0,08	0,23
25 VII 1972	Ту-134	Ленинград— Одесса	11 000	0,17	1,81
				0,10	1,17
16 VIII 1972	Ил-18	Ленинград— Пермь	7 800	Следы	Не обнаружена

Примечание. Здесь приводятся только те данные о концентрации озона и окислов азота, которые получены при параллельном отборе.

детально применительно к озону этот метод разработал М. Т. Дмитриев [4, 5].

Роданоферратный метод основан на реакции взаимодействия оксидантов с двойным железом-аммониевым сульфатом $\text{FeSO}_4(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ (соль Мора) в кислой среде с образованием ионов трехвалентного железа, которое определяется колориметрически в виде железороданистого комплекта. Чувствительность определения по озону составляет 0,1 мкг в анализируемом объеме раствора.

Поглотительный раствор приготавливался, согласно [4], следующим образом: 0,1 г соли Мора растворялись в 100 мл дистиллированной воды, затем добавлялись 10 мл одномолярного раствора азотной кислоты и 10 мл ацетона. 10%-ный ацетон добавлялся для уменьшения диэлектрической постоянной и усиления стабильности окраски [9]. Перед приготовлением раствора концентрированную азотную кислоту продували током воздуха для удаления окислов азота.

Воздух в кабине самолета протягивался с помощью водяного aspirатора через два поглотительных прибора с пористой пластиной № 1, наполненных 5 мл поглотительного раствора. Химический

воздухе, в зависимости от метеорологических условий на высоте полета.

6. Для исследования динамики вариаций озона на высотах полетов реактивных самолетов необходимо провести широкий комплекс экспериментальных полетов самолетов, оборудованных автоматическими электрохимическим или хемилюминесцентным озонOMETрами.

Автор выражает глубокую признательность проф. П. Д. Астапенко за содействие в организации экспериментальных полетов, а также благодарит В. С. Масленникову и В. С. Волькову, оказавших помощь в отборе проб кабинного воздуха и в проведении его химического анализа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бритаев А. С. Измерение концентрации озона в тропосфере и предварительные результаты наблюдений. — «Тр. ЦАО», 1962, вып. 45, с. 32—37.
2. Бритаев А. С. Измерение концентрации атмосферного озона химическим и электрохимическим методами. — «Тр. ЦАО», 1960, вып. 37, с. 12—23.
3. Быховская М. С., Гинзбург Л. С., Хализова С. Д. Методы определения вредных веществ в воздухе. М., «Медицина», 1966, 256 с.
4. Дмитриев М. Т. и др. О методах определения фотооксидантов озона в атмосферном воздухе. — «Гигиена и санитария», 1972, № 2, с. 74—88.
5. Дмитриев М. Т., Соловьева Т. В., Аргирова М. А. Определение озона и фотооксидантов в атмосферном воздухе. — В кн.: Унифицированные методы определения атмосферных загрязнений. Ч. 2. М., Изд. СЭВ, 1973.
6. Инструктивно-методические указания по организации исследования загрязнения атмосферного воздуха. М., Изд. Министерства здравоохранения СССР, 1963. 204 с.
7. Кэй Р. Г. Измерение с самолета вертикального распределения озона до высоты 12 км химическим методом. — В кн.: Ракетные исследования верхней атмосферы. Под ред. Р. Л. Ф. Бойда и М. Дж. Ситона. М., ИЛ, 1957, с. 236—239.
8. Санитарные нормы проектирования промышленных предприятий СН 15-71. М., Изд. Госстроя СССР, 1972. 96 с.
9. Шарло Г. Методы аналитической химии. М., «Химия», 1966. 622 с.
10. Bennett G. Ozone contamination of high altitude aircraft cabins. — "Aerospace Med.", 1962, vol. 33, No. 8, p. 969—973.
11. Bishof W. Carbon dioxide concentration in the upper troposphere and low stratosphere. — "Tellus", 1971, vol. 23, No. 6, p. 558—561.
12. Brabets R. J., Hersch Ch. K., Klein M. J. Ozone measurement survey in commercial jet aircraft. — "J. Aircraft", 1967, vol. 4, No. 1, p. 59—64.
13. Brewer A. W. Ozone concentration measurement from an aircraft in N. Norway. — "Quart. J. Roy. Met. Soc.", 1957, vol. 83, No. 356, p. 266—268.
14. Brewer A. W., Milford J. R. The Oxford-Kew ozonesonde. — "Proc. Roy. Soc.", 1960, A 256, p. 470—495.
15. Cohen J. R., Buffalini J. J. Further observations on the ferrous ammonium thiocyanate reagent for ozone. — "Environ. Sci. Technology", 1967, vol. 1, No. 12, 1014 p.
16. Ehmert A. Über den Ozongehalt der unteren Atmosphäre bei winterlichem Hochdruck-Wetter nach Messungen im Flugzeug. Forsch. und Erf. Ber. d. RWD, 1941, Berlin, 13 S.
17. Ehmert A. Ein einfaches Verfahren zur absoluten Messungen des Ozongehaltes von Luft. — "Met. Rundschau", 1951, Bd 4, S. 64—68.
18. Hering W. S., Borden T. R. Ozonesonde observations over North America, Vol. 4. AFCRL-64-30, Bedford, Mass. 365 p.

19. Kidera G. J. Aeromedical aspects of a commercial jet operation. — "Aerospace Med.", 1963, vol. 34, No. 7, p. 601—605.
20. Komhyr W. D. Report on ozone measurements conducted within the cabin of KC-135 aircraft. U.S.W.B. Report, April 1962.
21. Murgatroyd R. S. Some recent measurements of ozone concentration from a Canberra aircraft up to 15 km. IUGG WMO Ozone symposium, Oxford, July 1959. — "IUGG Monograph", 1960, No. 3, Paris.
22. Regener M. H. New experimental results on atmospheric ozone — "Sci. Proc. IAM, Rome, December 1954". London, 1956.
23. Seiler W., Wonneck P. Decrease of the carbon monoxide ratio at the tropopause. — "J. Geophys. Res.", 1972, vol. 77, No. 18, p. 3204—3214.
24. Tiefenau H., Pruchniewicz P. G., Fabian P. Meridional distribution of tropospheric ozone from measurement aboard commercial airliners. — "Z. Geophys.", 1972, Bd. 38, H. 1, p. 145—151.
25. Young W. A., Slow D. B., Bates D. V. Presence of ozone in aircraft flying at 35,000 feet. — "Aerospace Med.", 1962, vol. 33, No. 3, p. 311—318.

1963
 1962
 1961
 1960
 1959
 1958
 1957
 1956
 1955
 1954
 1953
 1952
 1951
 1950
 1949
 1948
 1947
 1946
 1945
 1944
 1943
 1942
 1941
 1940
 1939
 1938
 1937
 1936
 1935
 1934
 1933
 1932
 1931
 1930
 1929
 1928
 1927
 1926
 1925
 1924
 1923
 1922
 1921
 1920
 1919
 1918
 1917
 1916
 1915
 1914
 1913
 1912
 1911
 1910
 1909
 1908
 1907
 1906
 1905
 1904
 1903
 1902
 1901
 1900

АППРОКСИМАЦИОННЫЕ ФОРМУЛЫ ДЛЯ ФУНКЦИИ ПРОПУСКАНИЯ В УЗКИХ СПЕКТРАЛЬНЫХ ИНТЕРВАЛАХ ПОЛОСЫ CO_2 У 2 МКМ

В настоящей работе предпринята попытка получить точные и удобные аппроксимационные формулы для пропускания в узких спектральных интервалах, шириной несколько обратных сантиметров, для полосы CO_2 у 2 мкм. Экспериментальное исследование этой полосы было проведено в работах [1—4], но только в [4] спектр поглощения в полосе CO_2 записывался с достаточно высоким разрешением, чтобы получить не искаженные прибором значения пропускания в столь узких спектральных интервалах.

В [4] экспериментальный материал представлен в виде большого количества спектрограмм полосы CO_2 у 2 мкм при различных давлениях (p) и количествах (u) газа. Данные, представленные в таком виде, трудно использовать в расчетах. В работе [6] были предложены эмпирические формулы, аппроксимирующие с высокой точностью экспериментальные данные [4]. Эти формулы позволили удобно представить результаты эксперимента и интерпретировать значения пропускания для промежуточных величин p и u , не охваченных спектрограммами.

Аппроксимационные формулы имеют вид

$$\tau_\lambda = \exp \left\{ - \left[(ku)^{-2} + (\ln \tau_s)^{-2} - M(ku \ln \tau_s)^{-1} \right]^{-1/2} \right\}. \quad (1)$$

Здесь τ_λ — пропускание в спектральном интервале с центром λ ; τ_s — пропускание в этом интервале в приближении сильной линии, оно задается формулой

$$\tau_s = 1 - P \left\{ n, \left[n\Gamma(n)(2cu p/\pi)^{1/2} \right]^{1/n} \right\}, \quad (2)$$

где

$$P \{ a, x \} = |\Gamma(a)|^{-1} \int_0^x t^{a-1} e^{-t} dt; \quad (3)$$

k , M , n , c — некоторые постоянные, свои для каждого спектрального интервала, которые подбираются методом наименьших квадратов по экспериментальным спектрам.

Формула (1) может использоваться только для однородных оптических путей. Кроме того, она имеет довольно сложный вид и ее применение без выполнения вспомогательных расчетов на ЭВМ затруднительно.

В [5] были предложены три вида более простых аппроксимационных формул:

$$1 - \tau_\lambda = c_\lambda p^{m_1, \lambda} u^{n_1, \lambda}, \quad (4)$$

$$\tau_\lambda = \exp(-\beta_\lambda p^{m_2, \lambda} u^{n_2, \lambda}), \quad (5)$$

$$1 - \tau_\lambda = \ln(k_\lambda p^{m_3, \lambda} u^{n_3, \lambda}), \quad (6)$$

где $c_\lambda, \beta_\lambda, k_\lambda, m_1, \lambda, m_2, \lambda, m_3, \lambda, n_1, \lambda, n_2, \lambda, n_3, \lambda$ — постоянные для каждого спектрального интервала. Используя методику эффективных масс, их можно применять и для неоднородных оптических путей [5].

В работе [3] по экспериментальным данным были найдены коэффициенты в формуле (5), в том числе и для полосы CO_2 у 2 мкм. Но, поскольку спектральная ширина щели у 2 мкм в этой работе была 10 см^{-1} , спектральный интервал, в котором не будут сказываться искажения за счет аппаратной функции прибора, согласно [7], должен быть не хуже 60 см^{-1} . Только тогда ошибка в пропускании не будет больше 5%. В работе [5] коэффициенты в формулах (4) — (6) находились по данным [1], полученным еще с более низким разрешением.

Таблица 1

$\Delta\nu \text{ см}^{-1}$	β_ν	m_ν	n_ν
35—4805,0	0,734 10^{-3}	0,153	0,887
4815,0	0,106 10^{-2}	0,186	0,834
4825,0	0,710 10^{-2}	0,367	0,690
4834,6	0,135 10^{-1}	0,487	0,640
4843,1	0,129 10^{-1}	0,574	0,678
4851,2	0,113 10^{-1}	0,549	0,673
4859,7	0,705 10^{-2}	0,432	0,669
4868,3	0,198 10^{-1}	0,585	0,653
4876,4	0,167 10^{-1}	0,559	0,663
4886,0	0,721 10^{-2}	0,396	0,690
4894,8	0,617 10^{-3}	0,146	0,892
4904,0	0,471 10^{-3}	0,143	0,898
4912,3	0,337 10^{-3}	0,090	0,937
4919,2	0,396 10^{-3}	0,077	0,947
4928,7	0,138 10^{-2}	0,207	0,826
4937,6	0,569 10^{-2}	0,361	0,736
4946,1	0,156 10^{-1}	0,493	0,666
4954,2	0,297 10^{-1}	0,539	0,651
4961,7	0,375 10^{-1}	0,582	0,667
4970,5	0,410 10^{-1}	0,599	0,675
4979,4	0,383 10^{-1}	0,501	0,638
4988,0	0,588 10^{-1}	0,562	0,626
4997,8	0,500 10^{-1}	0,646	0,690

В настоящей статье, чтобы получить формулы вида (4) — (6), по формуле (1) были вычислены значения пропускания τ_λ для каждого спектрального интервала. Вычисления были выполнены для

Таблица 2

и атм-см	$\tau_{\nu, 1}$	$\tau_{\nu, 4}$	$\tau_{\nu, 5}$	$\tau_{\nu, 6}$	η % для формул		
					(4)	(5)	(6)
$\Delta\nu = 4868,3 \rightarrow 4876,4 \text{ см}^{-1}$							
500	0,390	0,414	0,384	0,393	6,0	1,6	0,6
750	0,289	0,327	0,286	0,304	12,9	1,3	5,0
1000	0,222	0,257	0,220	0,241	16,0	0,9	8,7
1250	0,173	0,198	0,172	0,192	14,0	0,5	10,8
1500	0,138	0,146	0,138	0,152	9,0	0,0	10,4
1750	0,111	0,100	0,111	0,118	9,0	0,5	6,9
2000	0,090	0,058	0,091	0,089	35,0	1,0	0,8
$\Delta\nu = 4894,8 \rightarrow 4904,0 \text{ см}^{-1}$							
500	0,886	0,885	0,885	0,869	0,3	0,1	1,9
750	0,837	0,841	0,838	0,810	0,3	0,1	3,2
1000	0,793	0,799	0,796	0,768	0,9	0,4	3,1
1250	0,752	0,760	0,756	0,735	1,1	0,5	2,2
1500	0,716	0,722	0,720	0,709	0,9	0,6	0,9
1750	0,682	0,685	0,685	0,686	0,5	0,5	0,7
2000	0,651	0,649	0,653	0,667	0,3		2,5

набора давлений 1, 0,9, 0,8, 0,7, 0,6, 0,5, 0,4 атм и количества CO_2 300, 400, 500, 600, 800, 1000, 1200, 1400, 1800, 2200, 2600, 3000 атм-см. По вычисленным τ_λ как по экспериментальным точкам методом наименьших квадратов были найдены постоянные в формулах (4)—(6) для всех спектральных интервалов. В табл. 1 приведены коэффициенты формулы (5) для полос CO_2 у 2 мкм.

Анализ результатов расчета показал, что формула (5) дает гораздо более точную аппроксимацию, чем (4) и (6). В подавляющем числе случаев ее относительная ошибка

$$\eta = (\tau_{\lambda, 1} - \tau_{\lambda, 5}) / \tau_{\lambda, 1}, \quad (7)$$

где $\tau_{\lambda, 1}$ — пропускание по (1); $\tau_{\lambda, 5}$ — пропускание по (5) меньше 1% и только, когда $\tau_\lambda < 0,05$, достигает 2%, а иногда 4%.

Как и отмечалось в работах [1, 5], формула (4) точнее в случае $\tau_\lambda > 0,5$, а (6) при $\tau_\lambda < 0,5$, но при $\tau_\lambda < 0,1$ формула (6) дает уже большие ошибки. В табл. 2 приведены результаты сравнения для некоторых характерных спектральных интервалов при $p = 0,7$ атм.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Howard J. H., Burch D. E., Williams D. Infrared transmittance of synthetic atmosphere. — JOSA, 1956, vol. 46, No. 4, p. 237—241.
2. Burch D. E. et al. Infrared Absorption by Carbon Dioxide, Water Vapor and Minor Atmospheric Constituents Research report. Ohio state university, contract AF 19(604) — 2633, 1962.

3. Голубицкий Б. М., Москаленко Н. И. Функции спектрального пропускания в полосах паров H_2O и CO_2 . — «Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана», 1968, т. 4, № 3, с. 346—359.
4. Birch D. E., Grynak P., Patty. Absorption by CO_2 between 4500 and 5400 cm^{-1} (2 μm). Aeronutronic Report U-2955 (1964).
5. Киселев М. С., Непорент Б. С. Измерение влажности газовых смесей по инфракрасным спектрам поглощения. — «Оптика и спектроскопия», 1964, ч. 1, т. 16, вып. 5, с. 803—812.
6. Zachog A. S. Equations for the transmittance of the 2μ CO_2 band. — „J. Quant. Spect. Rad. Transf.“, 1968, vol. 8, No. 6, p. 1341—1349.
7. Козлов В. П., Федорова Е. О. Влияние разрешающей способности спектрального прибора на точность определения интегрального пропускания. — «Оптика и спектроскопия», 1961, т. 10, вып. 5, с. 663—667.

СОДЕРЖАНИЕ

✓ Н. Н. Аксельрод. Оценка вероятности попадания самолета в зоны повышенных концентраций озона	3
✓ А. М. Броунштейн, А. Д. Фролов, А. А. Шашков. О методе определения общего содержания CO_2 в атмосфере по ИК спектрам поглощения солнечной радиации	6
✓ Л. А. Говорущкин. К методике измерения рассеянной и суммарной ультрафиолетовой радиации	14
✓ В. И. Горышин. Оптический метод измерения количества твердых осадков	21
✓ В. И. Горышин, В. И. Корниенко. Изменчивость горизонтальной дальности видимости	49
✓ Г. К. Гушин. К вопросу о точности измерения общего содержания озона фильтровыми озонометрами на морях и океанах	50
✓ Г. К. Гушин. О связи между общим содержанием озона и количеством водяного пара в атмосфере над океанами	68
✓ Г. П. Гушин. Методика и прибор для измерения спектральной прозрачности атмосферы и характеристик атмосферных аэрозолей	77
✓ Г. П. Гушин. Сопоставление некоторых характеристик прозрачности атмосферы и аэрозоля	101
✓ Е. Н. Довгялло. О погрешностях осреднения данных по видимости о временной дискретности наблюдений	106
✓ Е. Н. Довгялло, В. А. Ковалев, И. Н. Нечаев. Визуально-инструментальное определение метеорологической дальности видимости в условиях закрытого горизонта	112
✓ В. А. Ковалев. Некоторые вопросы перехода от прозрачности к наклонной дальности видимости	117
✓ В. И. Корниенко. О повышении эффективности использования приборов РДВ на аэродромах	123
✓ К. Д. Лебедева. Вопросы точности актинометрических наблюдений	128
✓ Е. Л. Махоткина. К вопросу об определении спектральных поправок пиранометра Янишевского	134
✓ В. В. Осечкин. Экспериментальное исследование содержания озона в кабинах реактивных самолетов химическим методом	144
✓ А. Д. Фролов. Аппроксимационные формулы для функции пропускания в узких спектральных интервалах полосы CO_2 у 2 мкм	156