

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ  
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

ГЛАВНАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ОБСЕРВАТОРИЯ 06  
имени А. И. ВОЕЙКОВА Т 78

ТРУДЫ

ВЫПУСК 169

В О П Р О С Ы  
АТМОСФЕРНОЙ ОПТИКИ  
И  
АКТИНОМЕТРИИ

Под редакцией  
канд. физ.-мат. наук  
Е. А. ПОЛЯКОВОЙ

БИБЛИОТЕКА  
Ленинградского  
Гидрометеорологического  
Института



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД • 1965

УДК 551.591 и 521.12

#### *АННОТАЦИЯ*

В сборник включены экспериментальные работы по атмосферной оптике и актинометрии, выполненные в 1962—1963 гг. Ряд статей посвящен вопросам методики наблюдений и режиму прозрачности и естественной освещенности в зависимости от метеорологических условий.

Сборник рассчитан на метеорологов, работающих в области атмосферной оптики и актинометрии.

## О СВЕТОВОМ ЭКВИВАLENTE РАДИАЦИИ В УСЛОВИЯХ СУХОЙ АТМОСФЕРЫ

Приведены измерения светового эквивалента радиации на Памире на высотах 2200 м (Хорог) и 3860 м (Чечекты) в условиях большой сухости воздуха в интервале высот солнца 10—75°. На значительном экспериментальном материале показано, что в условиях сухой атмосферы световой эквивалент суммарной радиации при безоблачном небе и незначительной облачности в среднем на 5% ниже светового эквивалента, полученного другими авторами в условиях влажной атмосферы. Получена зависимость освещенности горизонтальной поверхности от высоты солнца в пределах от 10 до 75°.

Еще в 1927 г. Кимбаллом [1] было замечено, что отношение освещенности нормальной поверхности к напряжению прямой радиации, так называемый световой эквивалент радиации, является довольно постоянным при безоблачном небе в интервале высот солнца от 10 до 70°.

После работы Кимбалла ряд авторов занимались определением величины светового эквивалента для прямой суммарной и рассеянной радиации. В Советском Союзе этому вопросу посвящена работа Ю. Д. Янишевского [2], который для получения величины светового эквивалента использовал многолетние ряды наблюдений Института актинометрии и атмосферной оптики в Павловске. После тщательной оценки всех возможных ошибок наблюдений Янишевский получил значение светового эквивалента, равное 73 тыс. лк/кал·см<sup>-2</sup>·мин.<sup>-1</sup>, для высот солнца над горизонтом, больших 10°, для рассеянной и суммарной радиации. Колебания этой величины представлены на графиках, приведенных в [2].

Доньо [3], также на основании обобщения результатов стационарных наблюдений суммарной освещенности и радиации в Брюсселе, приводит кривую средней зависимости светового эквивалента от высоты солнца и пределы его колебаний при безоблачном небе. Наиболее полная сводка всех результатов измерения светового эквивалента различными авторами дана Вернером [4]. Вернер считает возможным из всех значений, полученных различными авторами, принять в качестве среднего светового эквивалента 72 тыс. лк/кал·см<sup>-2</sup>·мин.<sup>-1</sup>.

Все указанные измерения выполнены на небольших высотах над уровнем моря и относятся к умеренному климату с достаточной влажностью. Поэтому представляло интерес провести измерения светового эквивалента в высокогорных условиях и при максимальной сухости воздуха. В качестве такого района наблюдений были выбраны два пункта

на Памире: Хорог (Ботанический сад), расположенный на высоте 2200 м, и Чечекты Мургабского района (биостанция АН Таджикской ССР) на высоте 3860 м.

Наблюдения в этих пунктах проводились с 8 июля по 4 августа 1963 г.; при этом высота солнца достигала  $75^\circ$ . Из-за закрытости горизонта наименьшая высота солнца составляла  $10^\circ$ . Влажность воздуха, определенная по психрометру во время наблюдений, менялась в следующих пределах: 3—5 мб (абсолютная влажность) и 8—15% (относительная влажность).

Имея в виду дальнейшее практическое использование светового эквивалента, мы воспользовались аппаратурой массового распространения. Для измерения прямой и рассеянной радиации были взяты стандартные сетевые актинометрические приборы: термоэлектрический актинометр и пиранометр с гальванометром ГСА-1. Суммарная радиация на горизонтальную поверхность вычислялась как сумма прямой и рассеянной радиации. Освещенность горизонтальной поверхности измерялась фотоэлектрическим люксметром, разработанным Ленинградским институтом охраны труда. В качестве приемника в люксметре использован селеновый фотоэлемент с активной площадью  $28 \text{ см}^2$  со светофильтром, приближающим его спектральную чувствительность к спектральной чувствительности глаза. Фотоэлемент имеет насадку с молочным стеклом. Для измерения фототока в люксметре применен микроамперметр со световым оптическим устройством.

Градуировка люксметра была произведена Ленинградским институтом охраны труда и лабораторией Государственного комитета стандартов, мер и измерительных приборов. Дополнительное оптическое устройство люксметра позволило периодически проверять градуировку и тем самым обеспечивало достоверность результатов измерения освещенности.

Исследования люксметра в светотехнической лаборатории ЛИОТа показали, что основная погрешность люксметра не превосходит  $\pm 5\%$  измеряемой величины при перпендикулярном падении света в интервале температур  $10\text{—}30^\circ$ . Исследования ошибки приемника люксметра, обусловленной отступлением от закона косинуса при косом падении лучей, на установке лаборатории поверки ГГО показали, что в пределах точности измерения с молочным поглотителем отклонений от закона косинуса не наблюдается при изменении угла падения лучей на приемник от нормального до  $80^\circ$ . Ошибка переводного множителя использованного пиранометра, обусловленная косым падением радиации, в пределах тех же углов падения не превосходила 5%.

Наблюдения освещенности и радиации производились синхронно двумя наблюдателями с момента появления солнца и до захода через интервалы времени 10—30 мин. в зависимости от высоты солнца.

При измерениях рассеянной освещенности освещенность солнечным светом исключалась с помощью тенилки от пиранометра, причем была соблюдена геометрия, соответствующая измерениям рассеянной радиации.

Аппаратура была расположена в психрометрической будке. Расположенные внутри будки гальванометры имели температуру корпуса  $20\text{—}27^\circ$ . Приемник люксметра также предохранялся от нагревания в промежутках между наблюдениями.

Свойственная Памиру ясная погода позволила проводить наблюдения ежедневно, в основном при облачности  $C_u$  и  $A_c$  0, 1, 2, 3 балла. В период наблюдений прозрачность атмосферы существенно менялась, как это видно из табл. 1, в которой даны коэффициенты прозрачности при массе, равной двум. Эти значения рассчитаны по величинам интен-

сивности прямой радиации при высоте солнца  $30^\circ$ , которые были получены интерполированием по кривым дневного хода.

Таблица 1

**Хорог**

Дата . . . . . 8/VII 9/VII 11/VII 12/VII 13/VII 14/VII 15/VII 16/VII 17/VII

Коэффициент прозрачности

до полудня . . . . . 0,72 0,58 0,66 0,75 0,76 0,77  
 после полудня . . . . . 0,72 0,75 0,64 0,68 0,67 0,73 0,75 0,76 0,73

Дата . . . . . 18/VII 19/VII 23/VII 24/VII 31/VII 2/VIII 3/VIII

Коэффициент прозрачности

до полудня . . . . . 0,74 0,74 0,72 0,69 0,72 0,67 0,76  
 после полудня . . . . . 0,74 0,70 0,75 0,74 0,73 0,75 0,72

**Чечекты**

Дата . . . . . 28/VII 29/VII

Коэффициент прозрачности

до полудня . . . . . 0,79 0,78  
 после полудня . . . . . 0,75

Резкое снижение прозрачности 11 июля было вызвано свойственным данному району проникновением пыльных масс воздуха из пустынь с ветром, называемым здесь афганцем. Горизонтальная прозрачность (метеорологическая дальность видимости) в период наблюдений, как показали специальные наблюдения, менялась от 20 до 120 км.

Максимальное значение прямой радиации в Хороге было получено при максимальной прозрачности (16 июля) и составляло  $1,39 \text{ кал} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{мин}^{-1}$  при высоте солнца  $74^\circ$ . Максимальное значение прямой радиации в Чечектах равно  $1,41 \text{ кал} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{мин}^{-1}$  (28 июля) при высоте солнца  $70^\circ$ .

На рис. 1 приведена зависимость светового эквивалента суммарной радиации от высоты солнца для безоблачного неба (облачность 0, 1, 2, 3 балла). Три кривые на рис. 1 иллюстрируют среднее значение светового эквивалента в зависимости от высоты солнца и пределы его отклонения от среднего значения, по данным Доньо [3]. Треугольниками нанесены средние данные по Янишевскому [2]. Наши данные представлены точками.

Как видно из рис. 1, зависимость светового эквивалента от высоты солнца, полученная нами, соответствует ходу зависимости по Доньо. При высотах солнца более  $65^\circ$  замечается подъем, который, по-видимому, связан со смещением максимума излучения солнца в коротковолновую область спектра с увеличением высоты солнца. В области высот солнца  $65-75^\circ$  наши результаты не могут быть сравнены с результатами других авторов, так как они не проводили наблюдения при этих высотах солнца. Данные, полученные при различных условиях мутности атмосферы (коэффициент прозрачности 0,58—0,79) на различных высотах (2200 и 3860 м), не отличаются друг от друга.

Обращает на себя внимание то, что данные, полученные на Памире, расположились около кривой Доньо, характеризующей нижний предел значений светового эквивалента. Поскольку по нашим данным не обнаруживается зависимости светового эквивалента ни от степени замутнения атмосферы, ни от высоты места наблюдения над уровнем моря, можно предположить, что относительно более низкое значение светового эквивалента (примерно на 5% среднего значения Доньо) объясняется условиями наблюдения в сухой атмосфере, при которых величина

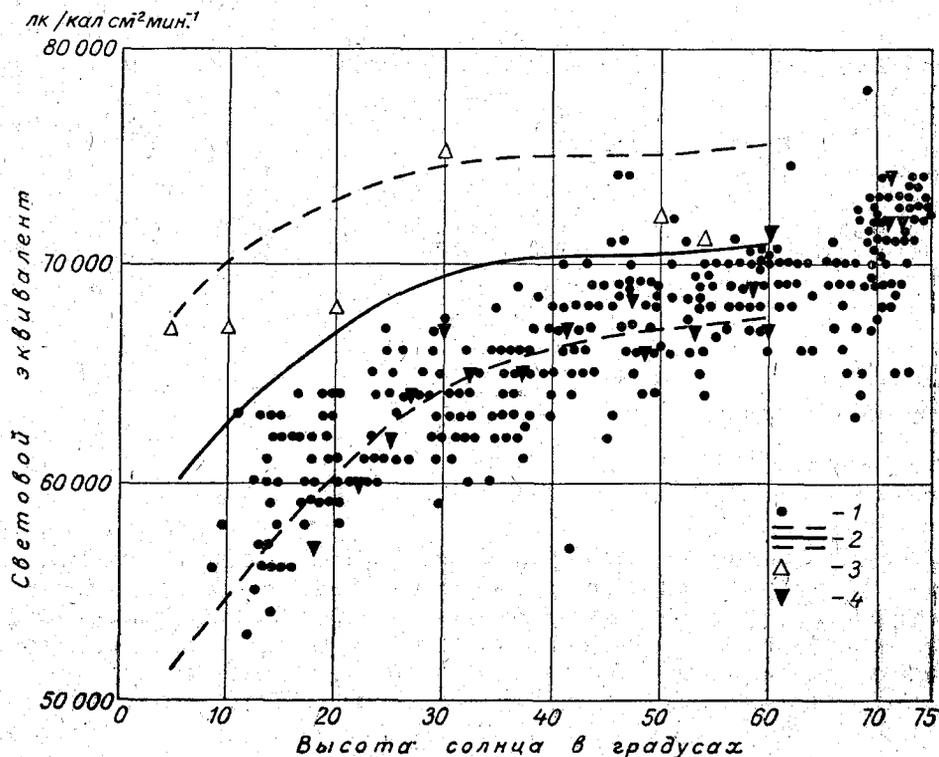


Рис. 1. Световой эквивалент суммарной радиации в зависимости от высоты солнца при облачности 0, 1, 2, 3 балла.  
1 — данные авторов, 2 — данные Доньо, 3 — данные Ю. Д. Янишевского, 4 — наблюдения авторов при облачности 4—6 баллов при ☉<sup>2</sup>.

радиации относительно выше, а световой эквивалент соответственно ниже. Это подтверждается сравнением наших данных с данными других авторов, которые обобщили наблюдения, выполненные в пунктах с более высокой влажностью атмосферы. Для проверки этого предположения будут проведены нами наблюдения в условиях большой влажности.

По небольшому количеству измерений светового эквивалента суммарной радиации при облачности 4—6 баллов при солнце, не закрытом облаками, получены точки (4), которые также укладываются в общую зависимость.

На рис. 2 приведены результаты наблюдений светового эквивалента рассеянной радиации при облачности 0, 1, 2, 3 балла при разных высотах солнца. Как видно на рис. 2, зависимости от высоты солнца не наблюдается. Разброс точек больше, чем разброс для суммарной радиации, что является естественным. Точки располагаются около среднего зна-

чения светового эквивалента  $70$  тыс. лк/кал·см<sup>-2</sup> мин.<sup>-1</sup>. Так же, как и для суммарной радиации, не обнаруживается зависимости светового эквивалента рассеянной радиации от прозрачности атмосферы и высоты места наблюдения. Данные Янишевского (2) расположились в области больших значений светового эквивалента, как это отмечалось и в случае суммарной радиации.

На рис. 2 нанесены значения светового эквивалента при облачности 4—6 баллов при открытом солнце (3). Как и для суммарной радиации, точки уложились в общую зависимость. По небольшому количеству

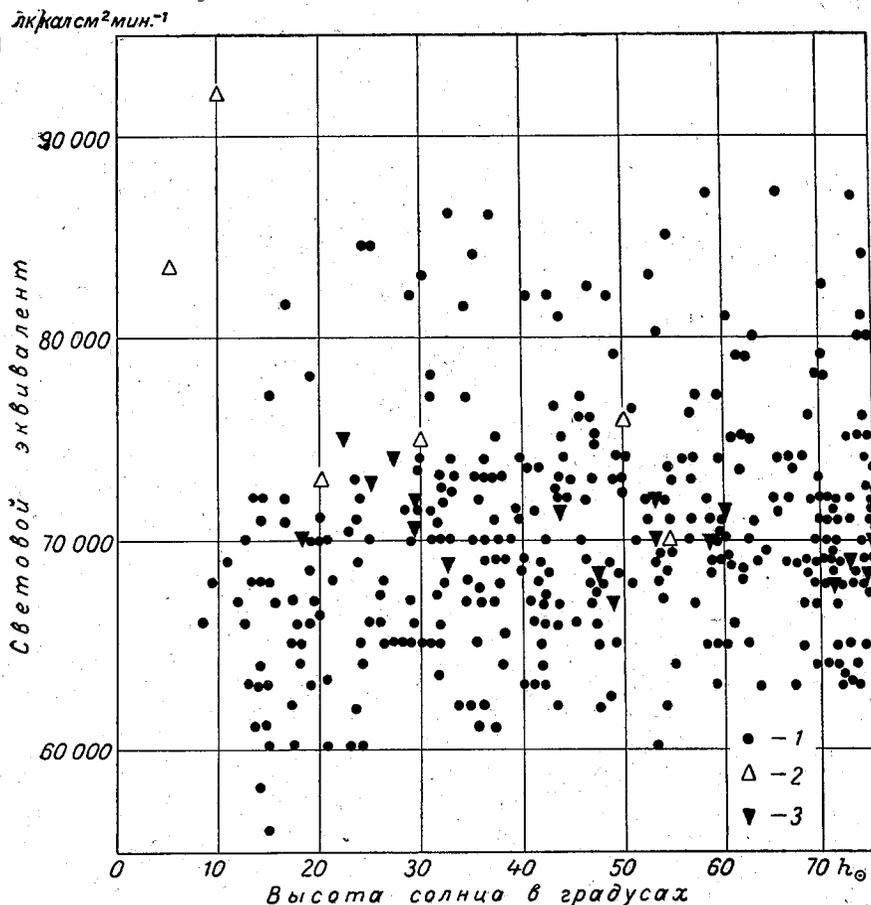


Рис. 2. Световой эквивалент рассеянной радиации при разных высотах солнца при облачности 0, 1, 2, 3 балла.

1 — данные авторов, 2 — данные Ю. Д. Янишевского, 3 — наблюдения авторов при облачности 4—6 баллов при ☉<sup>2</sup>.

наблюдений при облачности 8—10 баллов, произведенных в течение двух дней в Чечектах и одного дня в Хороге, получено значение светового эквивалента в тех же пределах (около  $69$  тыс. лк/кал·см<sup>-2</sup> мин.<sup>-1</sup>) независимо от высоты солнца.

Самостоятельный интерес представляет значение освещенности горизонтальной поверхности, полученное нами в условиях сухой атмосферы Памира до высот солнца  $75^\circ$ . Опубликованные данные различных авторов, а также обобщенные результаты измерений освещенности в Павловске, представленные в [5], соответствуют условиям средней влажности и высотам солнца до  $55^\circ$ .

На рис. 3 нанесены в зависимости от высоты солнца значения суммарной освещенности горизонтальной поверхности при облачности 0, 1, 2, 3 балла при солнце, не закрытом облаками. Разброс значений суммарной освещенности, как видно из рисунка, невелик и в основном определяется различиями в прозрачности атмосферы. Значками треугольника показаны данные, заимствованные из [5]. Как следует из рисунка,

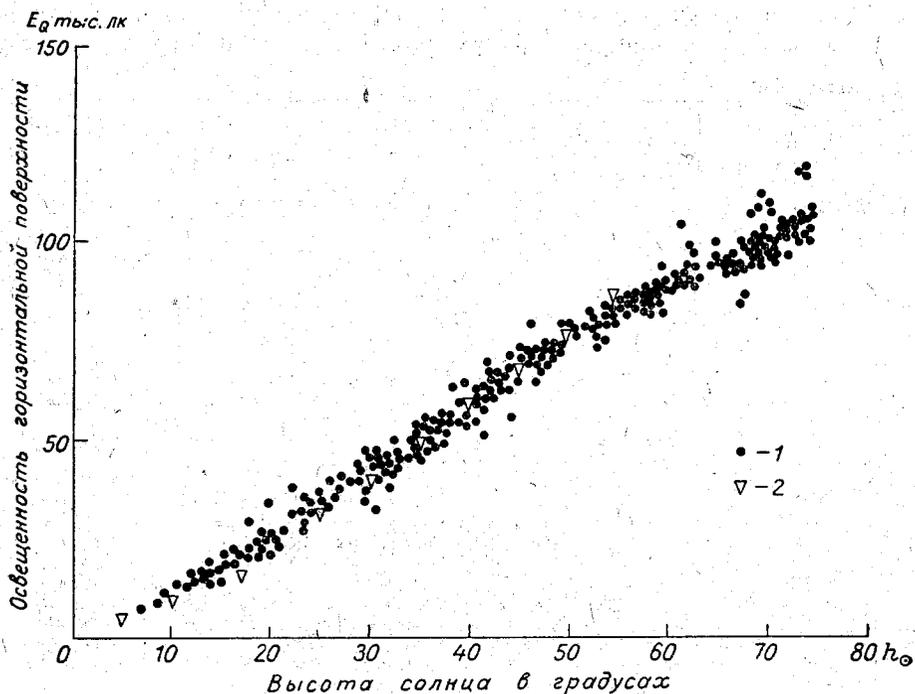


Рис. 3. Суммарная освещенность горизонтальной поверхности в зависимости от высоты солнца при облачности 0, 1, 2, 3 балла  
1 — данные авторов, 2 — данные В. В. Шаронова.

эти данные хорошо согласуются с результатами, полученными нами, что еще раз подтверждает вывод работы [6] о том, что суммарная освещенность горизонтальной поверхности при данной высоте солнца и облачности практически не зависит от географических координат пункта наблюдения.

На следующих двух рисунках представлена зависимость освещенности горизонтальной поверхности рассеянным светом от высоты солнца: на рис. 4 — для безоблачного неба (облачность 0 баллов) и на рис. 5 — все случаи наблюдения рассеянной освещенности как для безоблачного неба, так и при облачности 1, 2, 3 балла при открытом солнце. Различными значками выделены случаи с максимальной и минимальной прозрачностью, а также наблюдения в Чечектах. Как это следует из рис. 4 и 5, рассеянная освещенность горизонтальной поверхности существенно зависит от прозрачности атмосферы. Так наименьшие значения освещенности имели место в дни с максимальной прозрачностью в Хороге и при наблюдениях в Чечектах. Наибольшие значения освещенности были получены при афганце. Причем полученные нами экстремальные значения освещенности были обусловлены различиями в мутности атмосферы, а не различием облачности в пределах 0—3 балла.

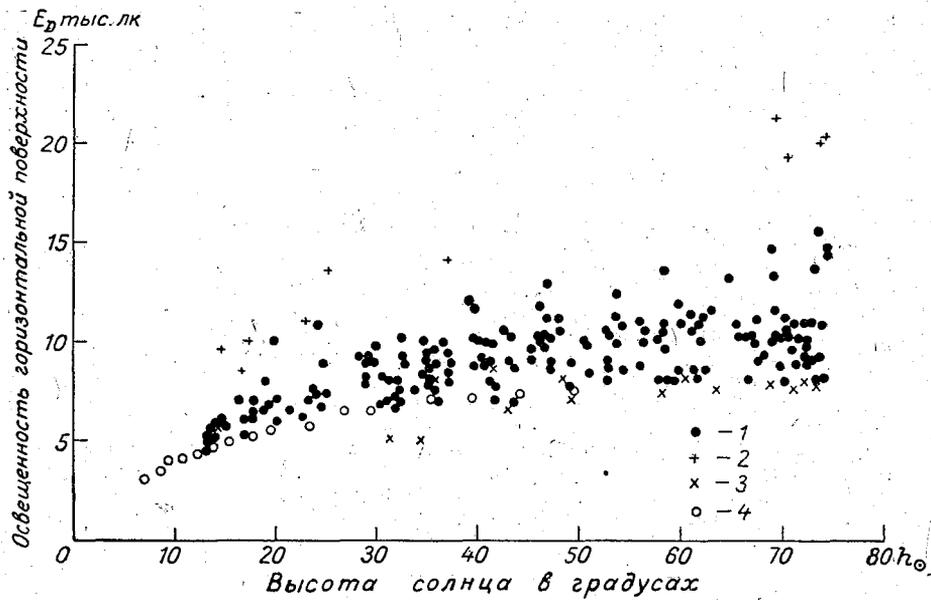


Рис. 4. Рассеянная освещенность горизонтальной поверхности для безоблачного неба (0 баллов).

1 — данные авторов, 2 — наблюдения при афганце, 3 — наблюдения при максимальной прозрачности, 4 — наблюдения в Чечектах.

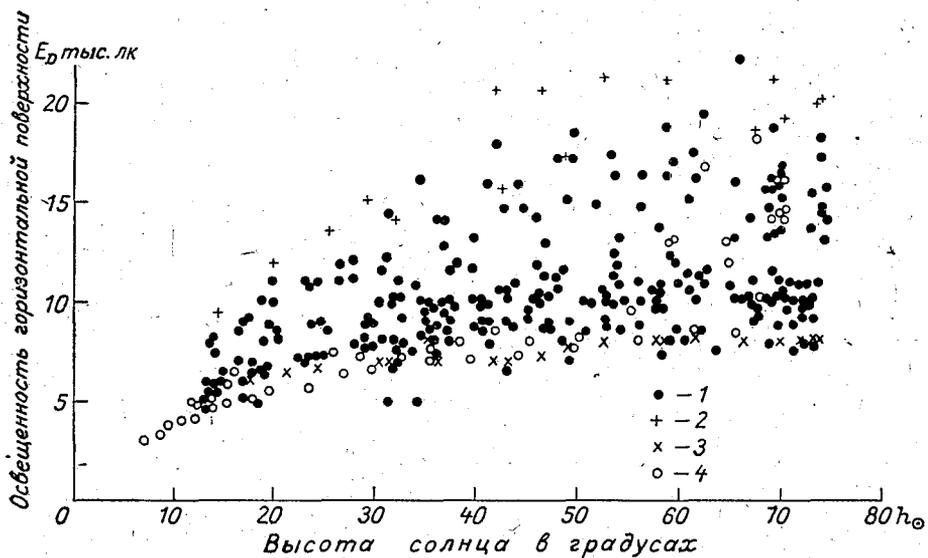


Рис. 5. Рассеянная освещенность горизонтальной поверхности при облачности 0, 1, 2, 3 балла.

1 — данные авторов, 2 — наблюдения при афганце, 3 — наблюдения при максимальной прозрачности, 4 — наблюдения в Чечектах.

Авторы считают своим долгом выразить глубокую благодарность за предоставленную возможность проведения экспедиционных исследований в Хороге и Чечектах директору Ботанического высокогорного сада АН ТаджССР проф. А. В. Гурскому и директору биостанции АН ТаджССР в Чечектах Х. Ю. Юсуфбекову.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Kimball H. H. City smoke and daylight illumination intensities. Monthly Weather Rew. May, 1927.
2. Янишевский Ю. Д. Фотометрические наблюдения в Павловске и соотношение между светом и радиацией. Труды ГГО, вып. 68, 1957.
3. Dogniaux R. Données météorologiques concernant l'ensoleillement et l'éclairage naturel. Bruxelles, 1960.
4. Wöгner H. Die Globalbeleuchtungsstärke in Potsdam während des I. G. J. Zeitschr. für Met. Bd. 16, H. 3/4, 1962.
5. Таблицы для расчета природной освещенности и видимости. Составлены под руководством проф. В. В. Шаронова. Изв. АН СССР, М.—Л., 1945.
6. Бартенева О. Д., Гусева Л. Н. Режим естественной освещенности в зависимости от метеорологических условий. Труды ГГО, вып. 68, 1957.
7. Гусев Н. М., Соколов М. В. Отчет о командировке в Брюссель. Всесоюзный институт научной информации, М., 1960.

## ВЛИЯНИЕ ПОРОГОВОЙ ИНТЕНСИВНОСТИ ГЕЛИОГРАФА КЕМПБЕЛЛА—СТОКСА И МЕТОДА ОБРАБОТКИ ЕГО ЛЕНТ НА ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТЬ СОЛНЕЧНОГО СИЯНИЯ

Приведены результаты сравнений методов обработки лент гелиографов, применяемых в СССР и предложенных Всемирной метеорологической организацией, а также результаты сравнения лент гелиографа различной окраски.

Важным дополнением к актинометрическим станциям служит сеть метеорологических станций, оснащенных гелиографами. Данные о продолжительности солнечного сияния широко используются для подсчета сумм солнечной радиации [2, 4, 9].

Однако сравнимости показаний гелиографов разных стран мешают различия в пороговой интенсивности радиации за счет цвета применяемых лент и прозрачности шаров, а также неодинаковые способы обработки лент гелиографов. С этой целью III сессия комиссии по приборам и методам наблюдений (КПМН ВМО) в 1962 г. (резолюция 7) приняла решение о проведении международных сравнений гелиографов и методов обработки их лент, принятых в разных странах, с эталонными гелиографами типа английских, снабженными лентами средне-синего тона с черными штрихами. Такие ленты применяются во Франции и обрабатываются международным методом, разработанным на основании исследований Бидера [6] и Иква, Шюппа [7]. Еще до принятия этого решения на географическом факультете Ленинградского университета под руководством Ю. Д. Янишевского автором была выполнена работа по оценке влияния цвета лент на пороговую интенсивность гелиографа и сравнению месячных и годовых продолжительностей солнечного сияния, полученных при обработке лент гелиографа методом, принятым в СССР и рекомендованным в работе [7]. У одного из добавочных гелиографов применялись ленты средне-синего тона из бристольского картона, взятые из архива ГГО за 1903—1908 гг., с черными часовыми штрихами; у другого — ленты черного цвета из толстой бумаги с часовыми штрихами на обратной стороне, полученные от П. В. Дьяченко [1].

Для определения пороговой интенсивности радиации использованы регистрации действующего в Воейково актинографа с интервалом 20 сек. с увеличенным часовым промежутком (40 мм/час.).

Пороговые интенсивности радиации оказались различными в разное время дня. Наивысшие значения порога получены для всех лент утром: у голубых  $0,26$  кал/см<sup>2</sup> мин., у синих  $0,23$  кал/см<sup>2</sup> мин. и у черных  $0,27$  кал/см<sup>2</sup> мин. Вечерние пороги равны соответственно  $0,21$ ;  $0,20$  и

0,22 кал/см<sup>2</sup> мин. Погрешность, средняя из 14 определений пороговых интенсивностей, составляет  $\pm 0,015$  кал/см<sup>2</sup> мин. Дневные пороги вследствие меньшей влажности лент и иного спектрального состава радиации еще ниже: у синих 0,16 кал/см<sup>2</sup> мин., у черных на зачерненной стороне 0,16 кал/см<sup>2</sup> мин., а на обратной около 0,22 кал/см<sup>2</sup> мин. Дневной порог определялся с применением сетчатых фильтров с пропусканьем 0,14—0,20.

Поскольку пороговые интенсивности имеют дневной ход, за истинную продолжительность солнечного сияния на ленте актинографа принята продолжительность для части графика с ординатами выше 0,3 кал/см<sup>2</sup> мин. для утра и 0,2 кал/см<sup>2</sup> мин. для остального времени дня.

Сущность международного метода обработки лент гелиографа, принятого III сессией КПМН, заключается в следующем:

1. В случае ясного прожога с круглыми краями длина следа должна быть уменьшена с каждого конца прожога на  $\frac{1}{2}$  радиуса кривизны закругления на конце следа; это в среднем будет соответствовать сокращению общей длины всего прожога на  $\frac{1}{10}$  часа.

2. При наличии круглых следов измеренная величина прожога должна равняться  $\frac{1}{2}$  диаметра круга.

3. В случаях, когда прожог представляет собой узкую линию, считается вся длина прожога, даже если лента только слабо обесцвечена.

4. Если имеется ясный прожог, ширина которого местами уменьшается хотя бы на  $\frac{1}{3}$ , то из общей длины следует вычитать  $\frac{1}{10}$  часа для каждого такого сужения, но максимальное вычитание не должно превышать половины общей длины следа с сужениями.

Согласно методу обработки лент гелиографа, принятого в СССР, предлагается:

1. Для каждого часового промежутка на ленте оценивать длину прожога в десятых долях часа.

2. Если в течение одного часа линия прожога прерывается, то определять продолжительность каждого отрезка, а затем взять сумму этих прожогов.

3. Учитывать очень слабые следы прожога, если они являются следами действия Солнца. Пропуски прожога на белых делениях ленты считать записью, если прожог замечен непосредственно перед ними и сразу после них или имеются косвенные признаки прожога под (или над) белой линией.

4. Запись гелиографа в виде отдельной точки принимается за  $\frac{1}{10}$  часа, если протяженность такой записи  $\geq 0,05$  часа; меньшие величины во внимание принимаются только в случаях, если это единственный след солнечного сияния за весь день.

5. Если единичные точечные прожоги  $\geq 0,05$  часа окажутся в нескольких интервалах, то все они в сумме принимаются за  $\frac{1}{10}$  часа и приписываются какому-либо одному из этих часовых промежутков.

Этими двумя методами были обработаны ленты трех видов за март—апрель 1962 г., а прежние регистрации в Воейково за 1960—1961 гг., ранее обработанные методом, принятым в СССР, были заново обработаны международным методом.

В результате обработки оказалось, что при обработке международным методом на синих лентах продолжительность солнечного сияния оказывается примерно на 1%, а на черных и голубых — на 5% меньше той, которая получается по актинографу. В случае обработки методом, принятым в СССР, на синих и черных лентах продолжительность солнечного сияния оказывается завышенной соответственно на 3,3 и 1,5%, а на голубых — заниженной на 1,7%.

В табл. 1 приведены процентные отношения продолжительностей солнечного сияния, полученные в результате применения разных лент и разных методов обработки по сравнению с данными актинографа.

Таблица 1

Метод обработки	Лента		
	голубая	синяя	черная
Международный . . .	94,9	99,2	96,7
Принятый в СССР . . .	98,3	103,3	101,5

Аналогичные сравнения были проведены и в летние месяцы (июнь и июль) 1961 г. Сравнения показали, что продолжительность солнечного сияния, полученная по лентам гелиографа, обработанным международным методом, почти совершенно совпадает с продолжительностью солнечного сияния по регистрации актинографа: гелиограф занижает в июне на 0,4% и завышает в июле на 0,01%.

При использовании метода обработки, принятого в СССР, продолжительности солнечного сияния оказываются завышенными по сравнению с данными актинографа: в июне на 7%, в июле на 11%. Столь значительное завышение можно объяснить тем, что метод, принятый в СССР, не учитывает «пережог» в записи на ленте гелиографа во время быстро меняющейся кучевой облачности, при которой Солнце на некоторый промежуток времени закрывается и наступает перерыв в поступлении прямой радиации.

Для подтверждения этого предположения были сравнены ленты гелиографа и актинографа за один и тот же период. На ленте актинографа оказались хорошо заметны падения кривой радиации во время затенения Солнца облаком. На лентах же гелиографа в лучшем случае заметны сужения следа прожога во время такого перерыва, а перерывы менее 5 мин. вообще не заметны.

Такое же сравнение продолжительностей солнечной радиации, полученных при обработке лент гелиографа международным методом и методом, принятым в СССР, с регистрациями актинографа было сделано для ноября 1961 г. Метод, принятый в СССР, дал завышение на 12%, а международный — на 6% по сравнению с актинографом.

В настоящей работе не было произведено сравнение годовых продолжительностей солнечного сияния, полученных при обработке двумя методами (международным и принятым в СССР), с годовой продолжительностью солнечного сияния, полученной по записям актинографа. Произведено только относительное сравнение годовых продолжительностей солнечного сияния, полученных при обработке лент гелиографа международным методом и методом, принятым в СССР, между собой. Продолжительность солнечного сияния за 1960 г., полученная по лентам гелиографа, обработанным методом, принятым в СССР, равняется 1902,0 часа, а международным методом — 1785,5 часа, т. е. метод, принятый в СССР, дает превышение суммы на 116,5 часа, или на 6%. Для 10 месяцев 1961 г. (март—декабрь) соответствующие суммы будут 1670,7 и 1519,1 часа, т. е. превышение равно 156,6 часа, или 9%.

В табл. 2 приводятся процентные отношения продолжительности солнечного сияния, полученные при обработке международным методом ( $\Sigma L_m$ ) и при обработке методом, принятым в СССР ( $\Sigma L_c$ ), для отдельных месяцев и года.

Таблица 2

Месяц	$\frac{\Sigma L_M}{\Sigma L_C}$			Месяц	$\frac{\Sigma L_M}{\Sigma L_C}$		
	1960 г.	1961 г.	1962 г.		1960 г.	1961 г.	1962 г.
	I	93,5	—		—	VIII	94,5
II	97,4	—	—	IX	93,5	90,0	—
III	94,7	87,2	96,5	X	90,0	94,6	—
IV	94,7	94,1	—	XI	96,9	89,0	—
V	93,2	90,4	—	XII	—	95,8	—
VI	92,2	92,4	—	Год . . . . .	94,0	90,7	—
VII	94,6	90,0	—				

Хотя в настоящей работе и не было проведено сравнение годовой продолжительности солнечного сияния, полученной разными методами, с записью актинографа, но судя по результатам, полученным для отдельных месяцев, можно ожидать, что и в годовом итоге международный метод даст суммы, более близкие к действительным, чем метод, принятый в СССР.

Из полученных результатов трудно сделать окончательные выводы, так как необходимо более широкое исследование. Но из проделанной работы видно, что международный метод дает более близкие к истинным результаты, в особенности для летних месяцев [3]. Метод, принятый в СССР, дает превышение продолжительности солнечного сияния по сравнению с международным.

Необходимо проверить продолжительность солнечного сияния за год, обработать ленты обоими методами и сравнить полученные результаты с годовой продолжительностью солнечного сияния по актинографу.

Желательно провести испытания французских лент, предложенных в качестве международного стандарта.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Дьяченко П. В. О лентах для гелиографов. Труды ГГО, вып. 116, 1961.
2. Копылов Н. М. Подсчет сумм прямой и рассеянной радиации по записям гелиографа. Труды ГГО, вып. 96, 1959.
3. Руководство по обработке метеорологических наблюдений, ч. II. Гидрометеоздат, Л., 1948.
4. Савинов С. И. Соотношения между облачностью, продолжительностью солнечного сияния и суммами прямой и рассеянной солнечной радиации. Метеор. вестн., № 1, 1931.
5. Рекомендация (WGR—RA-1) 1961 при КПМН-III. Док. 14, доб. 1.
6. Bider. Ueber die Genauigkeit der Registrierungen des Sonnenscheinautographen Campbell—Stokes. Arch. Meteor. Geoph. Biokl., Wien, Bd. 9, 1958.
7. B. I k w a B., Schu e r p. Le dépouillement des diagrammes des héliographes Campbell—Stokes. Davos, le 1 Juin, 1961.
8. Guide to meteorological instrument and observing practices. WMO commission for instruments and methods of observation. Third session. New Delhi, H. 9, 1962.
9. K l e i n s c h m i d t E., Handbuch der Meteorologischen Instrumente. Berlin, 1935.

## ОБ ОЦЕНКЕ ТОЧНОСТИ ОБЪЕКТИВНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ДАЛЬНОСТИ ВИДИМОСТИ

Рассмотрен вопрос о точности объективных измерений метеорологической дальности видимости. Дан анализ погрешностей, которые возникают при переходе от непосредственно измеряемой приборами прозрачности ограниченного слоя воздуха к метеорологической дальности видимости.

Под метеорологической дальностью видимости (м. д. в.) обычно принято понимать то расстояние, на котором видимый контраст абсолютно черной поверхности с определенными угловыми размерами, проектирующейся на фоне безоблачного дневного неба или дымки у горизонта, становится равным порогу контрастной чувствительности глаза.

Непосредственно величина м. д. в. не измеряется. Объективная фотоэлектрическая аппаратура позволяет измерить только величину прозрачности данного слоя атмосферы или величину коэффициента ослабления, от которых, пользуясь выводами теории горизонтальной дальности видимости и предполагая наличие однородного помутнения атмосферы в пространстве, можно перейти к м. д. в.

Необходимо заметить, что понятие «Метеорологическая дальность видимости» применимо только для дневных условий измерения, в ночное время состояние прозрачности атмосферы может характеризоваться только видимостью огней.

Почти во всех вариантах объективных приборов, разработанных за последние 30 лет, в том числе и в приборах, широко используемых в настоящее время в оперативной работе авиаметеостанций различных стран, измерение метеорологической дальности видимости осуществляется путем измерения направленного пропускания света воздухом. В основе его лежит закон Буге:

$$\Phi = \Phi_0 e^{-\alpha l}, \quad (1)$$

где  $\Phi$  — величина светового потока, воспринимаемого приемником при наличии ослабляющей среды;  $\Phi_0$  — величина светового потока, который воспринимался бы приемником при отсутствии ослабляющей среды;  $\alpha$  — показатель ослабления;  $l$  — длина пути светового луча в ослабляющей среде.

Измеряя отношение световых потоков  $\frac{\Phi}{\Phi_0}$  для данного расстояния  $l$  или измеряя относительную величину светового потока  $\Phi$ , ослабленного

атмосферой, принимая при этом величину  $\Phi_0$  за единицу, можно определить  $\alpha$  или  $\tau$ , используя выражение

$$\frac{\Phi}{\Phi_0} = e^{-\alpha l} = \tau^l. \quad (2)$$

Для вычисления дальности видимости  $S_M$  абсолютно черной поверхности, собственная яркость которой равна нулю, а контраст равен единице, теория дает выражение

$$S_M = \frac{\ln \varepsilon}{\ln \tau} \quad \text{или} \quad S_M = \frac{\ln \frac{1}{\varepsilon}}{\alpha}, \quad (3)$$

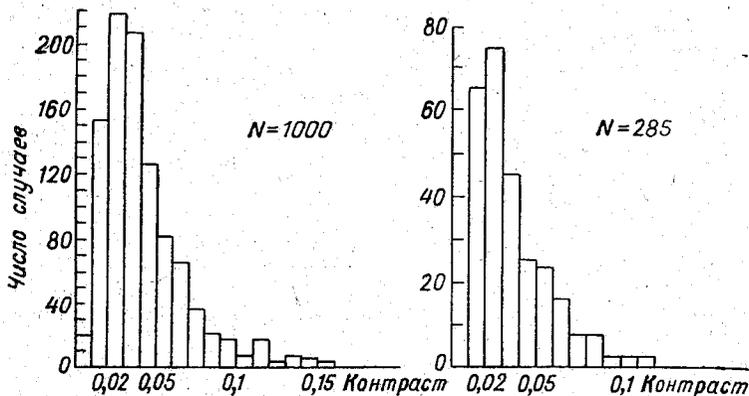


Рис. 1. Частота повторения различных значений порога контрастной чувствительности глаза с интервалом 0,01 по результатам 1000 и 285 наблюдений.

где  $\varepsilon$  — порог контрастной чувствительности глаза,  $\tau$  — коэффициент прозрачности атмосферы (при  $l=1$  км).

По формулам (2), (3) и производится расчет шкалы объективного прибора непосредственно в единицах (километрах) м. д. в.

Однако в связи с тем, что в формулу (3) входит величина  $\varepsilon$ , являющаяся физиологической характеристикой глаза, при расчете шкалы объективного прибора и при оценке точности измерений метеорологической дальности видимости возникают определенные затруднения.

Многочисленные работы, посвященные изучению величины  $\varepsilon$ , ее устойчивости и зависимости от различных факторов, показали, что относительно устойчивые значения для каждого данного наблюдателя величина  $\varepsilon$  сохраняет в тех случаях, когда яркость объекта и фона и угловые размеры объекта лежат в определенном интервале, за пределами которого значение  $\varepsilon$  резко изменяется. Этому интервалу соответствует диапазон яркостей от 400 до 20 000 асб. и угловые размеры объекта не менее  $20 \div 30$  мин.

Но и в этом случае на величину  $\varepsilon$  сильно влияет общее психофизиологическое состояние наблюдателя.

Величина порога контрастной чувствительности глаза зависит от индивидуальных особенностей зрения различных наблюдателей, условий постановки эксперимента и зрительной задачи.

Для иллюстрации сказанного на рис. 1 а, б приведены результаты исследования величины  $\varepsilon$  для различных наблюдателей, заимствованные из [1] и совпадающие с данными других авторов [2].

Частота повторения различных значений  $\varepsilon$  с интервалом 0,01, представленная на рис. 1 а, получена на основании 1000 наблюдений. Десять

опытных наблюдателей-метеорологов проводили наблюдения специальных объектов, выбранных в соответствии с наставлениями. Наблюдатель должен был зафиксировать номер объекта, который исчезал из поля зрения, одновременно измерялся контраст данного объекта с фоном неба.

Аналогичные результаты, представленные на рис. 1 б, получены в Обсерватории Моунт в Вашингтоне путем вычисления  $\epsilon$  по данным измерения м. д. в. и величины  $\alpha$ .

Из рис. 1 а, б видно, что порог контрастной чувствительности глаза может принимать различные значения в некотором интервале с различной вероятностью для конкретных численных значений. Наиболее вероятное значение порога контрастной чувствительности глаза 0,03. Среднее значение  $\epsilon$  по результатам первого эксперимента (рис. 1 а) равно 0,031.

Исследования показывают, что наиболее вероятное значение порога контрастной чувствительности глаза может зависеть несколько от условий постановки наблюдений (потеря видимости объекта, обнаружение объекта и др.), но во всех случаях оно будет достаточно близким к значению, приведенному выше.

Обзор работ различных авторов показывает большую пестроту в выборе значений  $\epsilon$ . Для иллюстрации сказанного приводим величины порога контрастной чувствительности глаза, принятые некоторыми авторами в своих работах при решении атмосферно-оптических задач, связанных с проблемой видимости:

Гельмгольц . . . . .	0,02	Блекквел . . . . .	0,02
Кошмидер . . . . .	0,02	Фойтцик . . . . .	0,02
Шаленберг и Литл . . . . .	0,032	Тассель . . . . .	0,07
Хаутон . . . . .	0,06	Бартенева и Бол- дырев . . . . .	0,05
Брикар . . . . .	0,0077 и 0,025	Гаврилов . . . . .	0,02 и 0,03
Дуглас . . . . .	0,055		

Однако наиболее важным моментом в этом вопросе является то, что ни одно из этих значений не может быть универсальным и абсолютно достоверным для конкретных наблюдений, осуществленных данными наблюдателями.

В процессе подобных наблюдений величина порога контрастной чувствительности глаза варьирует и во многих случаях может отличаться от заранее выбранного значения.

При расчете шкалы метеорологической дальности видимости объективных фотоэлектрических приборов выбираем конкретное значение  $\epsilon$ . Это положение может привести к тому, что результаты приборных измерений м. д. в. будут иногда заметно расходиться с результатами визуальной оценки м. д. в. даже при использовании объектов, контраст которых весьма близок к единице. Если же визуальные измерения м. д. в. осуществляются по естественным объектам, контраст которых существенно меньше единицы, эти расхождения могут быть еще большими. Необходимо учесть еще и то, что эти расхождения могут иногда усугубляться влиянием неоднородности помутнения атмосферы в пространстве.

Учитывая все сказанное ранее, следует сделать вывод, что метод сравнения результатов объективных измерений с результатами визуальных измерений м. д. в. не может быть критерием оценки погрешности измерений объективных фотоэлектрических приборов.

Для оценки различий в градуировке шкал метеорологической дальности видимости объективных приборов в зависимости от принятого значения порога контрастной чувствительности глаза на рис. 2 представлена шкала прозрачности слоя атмосферы в процентах и соответствующие

шкалы метеорологической дальности видимости в километрах, рассчитанные для двух значений  $\epsilon$ , равных 0,02 и 0,05, при измерительной базе  $l=0,2$  км.

Из рис. 2 видно, что расхождения в градуировке шкал м. д. в. могут достигать примерно 30 %.

Это значит, что одна и та же прозрачность атмосферы при определенных условиях может быть оценена двумя различными значениями метеорологической дальности видимости.

Таким образом, если за основной параметр, характеризующий точность измерений объективных приборов, взять метеорологическую дальность видимости, то даже для идеального прибора с инструментальной погрешностью, равной нулю, эти вариации в визуальной оценке метеорологической дальности видимости могут быть восприняты как погрешность приборных измерений.

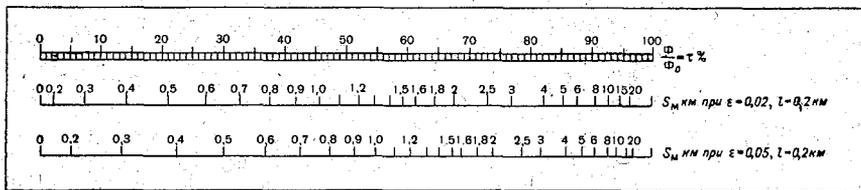


Рис. 2. Градуировка шкалы метеорологической дальности видимости объективного прибора для двух значений  $\epsilon$ .

При проведении испытаний и оценке погрешностей различных приборов, предназначенных для измерения метеорологической дальности видимости, эта ошибка в той или иной форме допускается очень часто.

В понятие «метеорологическая дальность видимости», ее количественную характеристику, мы вносим элемент некоторой неопределенности в связи с введением такой субъективной характеристики, подверженной случайным колебаниям, как порог контрастной чувствительности глаза. Кроме того, следует помнить, что все выводы теории сделаны для абсолютно однородной атмосферы и в предположении неограниченной применимости свето-воздушного уравнения. Эти положения требуют дополнительных уточнений.

Объективной оптической характеристикой атмосферы является ее прозрачность.

Точность измерения прозрачности атмосферы (точность фотометрирования) и должна быть основным критерием оценки погрешностей объективных фотоэлектрических приборов. Эта величина всегда может быть измерена непосредственно, экспериментальным путем.

Погрешность измерения прозрачности атмосферы может быть определена не только для нормальных условий эксплуатации приборов, но и для условий, сильно отличных от нормальных (при низкой и высокой температуре, высокой влажности и т. д.).

Но поскольку в метеорологической практике основной оптической характеристикой атмосферы является метеорологическая дальность видимости, то расчетным путем можно оценить значения относительных погрешностей измерения. Эти погрешности будут характеризовать точность приборных измерений метеорологической дальности видимости при данной погрешности измерения прозрачности атмосферы (точности фотометрирования), установленной экспериментально для данного значения порога контрастной чувствительности глаза и при условии равномерного помутнения атмосферы в пространстве.

Используя выражения (2) и (3), легко получить формулу, характеризующую относительную погрешность измерения метеорологической дальности видимости,

$$\frac{dS_M}{S_M} = \frac{1}{\ln \frac{1}{\varepsilon}} \cdot \frac{S_M}{l} \cdot \frac{d\Phi}{\Phi} \quad (4)$$

Величина первого множителя определяется только выбранным значением порога контрастной чувствительности глаза. Если  $\varepsilon$  принять равным 0,02, то первый множитель будет равен 0,256, при  $\varepsilon=0,035$  первый множитель равен 0,298 и при  $\varepsilon=0,05$  он равен 0,332.

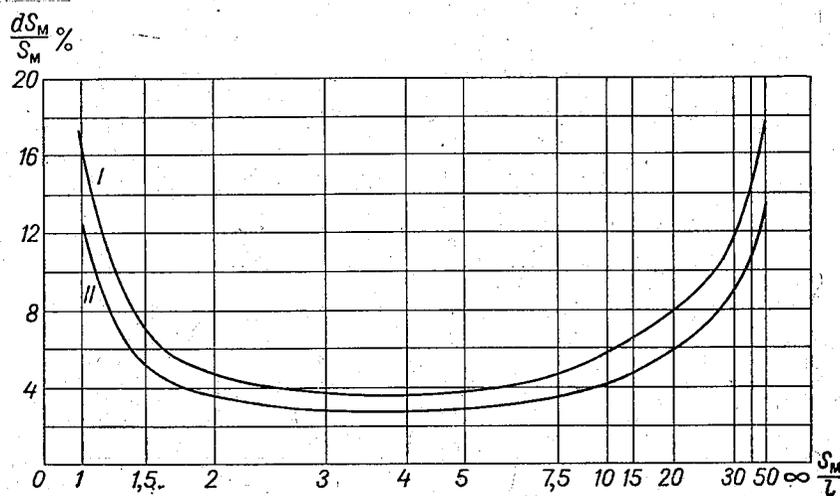


Рис. 3. Кривые относительных погрешностей измерения метеорологической дальности видимости для двух значений порога контрастной чувствительности глаза:

I —  $\varepsilon=0,05$ ,  $d\Phi=0,01$ ; II —  $\varepsilon=0,02$ ,  $d\Phi=0,01$ .

Так как измерительная база  $l$  остается неизменной в процессе измерений, то отношение  $\frac{S_M}{l}$  имеет минимальное значение в области плохой прозрачности и максимальное значение в области высокой прозрачности атмосферы.

Последний множитель формулы (4), определяющий относительную погрешность фотометрирования  $\frac{d\Phi}{\Phi}$ , является непосредственной характеристикой инструментальных ошибок измерений и, следовательно, характеризует качество прибора в целом.

Абсолютная погрешность фотометрирования  $d\Phi$ , определяемая тем минимальным изменением светового потока, которое может надежно зафиксировать прибор, по шкале прибора изменяется слабо и при расчетах может быть принята за постоянную величину.

Следовательно, относительная погрешность фотометрирования  $\frac{d\Phi}{\Phi}$  — величина переменная, имеющая минимальное значение при высокой прозрачности и максимальное при прозрачности около нуля.

Кривая относительных погрешностей измерения метеорологической дальности видимости для различных значений  $S_M$  должна иметь U-образный характер.

На рис. 3 представлены кривые относительных погрешностей измерения метеорологической дальности видимости, рассчитанные для прибора

с абсолютной погрешностью фотометрирования, равной 0,01, и двух значений порога контрастной чувствительности глаза (0,05 и 0,02).

Рисунок 3 наглядно показывает, что один и тот же объективный фотометр может быть охарактеризован двумя рядами сильно отличных значений относительных погрешностей измерения м. д. в.

Для оценки относительных погрешностей измерения м. д. в., которые могут возникать при объективных измерениях, осуществляемых с различной точностью фотометрирования, на рис. 4 даны кривые, рассчитанные

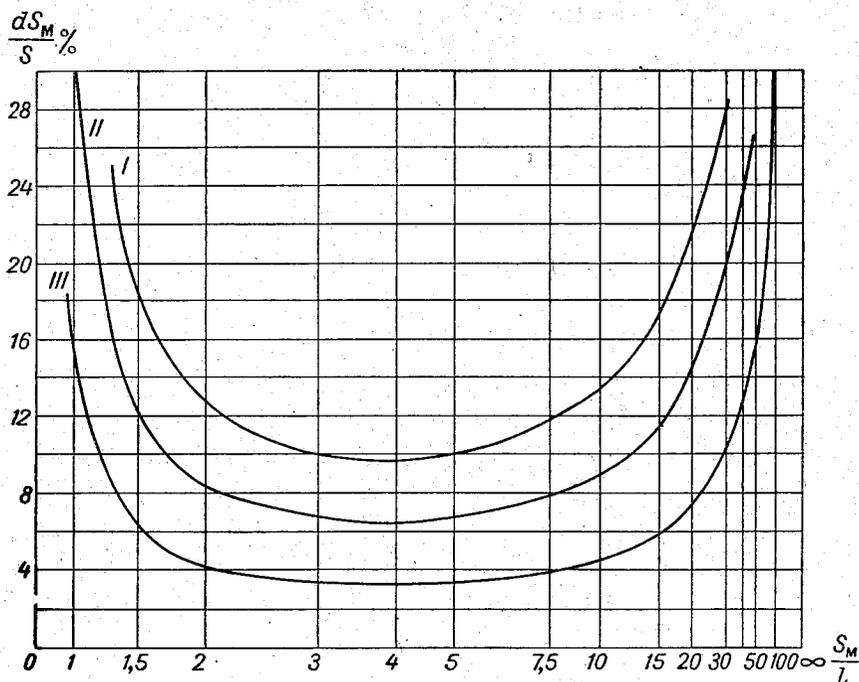


Рис. 4. Кривые относительных погрешностей измерения метеорологической дальности видимости для трех значений абсолютной погрешности фотометрирования:

*I* —  $d\Phi=0,03$ , *II* —  $d\Phi=0,02$ , *III* —  $d\Phi=0,01$ .

для трех значений абсолютной погрешности фотометрирования (0,01; 0,02 и 0,03) и среднего значения порога контрастной чувствительности глаза  $\varepsilon=0,035$ .

Кривые, представленные на рис. 3 и 4, показывают, что измерение метеорологической дальности видимости с определенной степенью точности можно осуществлять только на ограниченном участке отношения  $\frac{S_M}{l}$ , и, следовательно, диапазон измеряемых дальностей видимости зависит от выбора измерительной базы *l*.

Необходимо также отметить, что значения относительных погрешностей измерения м. д. в. в средней части кривых, особенно для высокой точности фотометрирования, имеют формальный, условный характер.

Все сказанное ранее наглядно показывает неудовлетворительность такого параметра, как метеорологическая дальность видимости. Эта величина обладает плохой воспроизводимостью, и попытки измерить ее с точностью, более высокой, чем та, которая заложена в самом понятии «метеорологическая дальность видимости» и обусловлена сделанными при разработке теории допущениями, всегда будут неудачны.

К сожалению, очень часто при постановке задачи на разработку

объективных приборов выдвигается основное требование на точность измерений: обеспечить измерения метеорологической дальности видимости в определенном диапазоне с погрешностью, не превышающей нескольких процентов от измеряемой величины.

Такая постановка задачи практически лишена смысла, так как мы не в состоянии непосредственно оценить фактическую точность результата приборных измерений метеорологической дальности видимости и, следовательно, сделать заключение о выполнении данного требования.

При решении вопроса о требуемой для практических целей точности измерения метеорологической дальности видимости следует учитывать не только вышеописанные положения, но и большую изменчивость прозрачности атмосферы в пространстве и времени.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Middleton W. E. K. Vision through the atmosphere. University of Toronto press. 1952.
2. Гаврилов В. А. О величине порога контрастной чувствительности глаза в выражении для метеорологической дальности видимости. Труды ГГО, вып. 125, 1962.

## О СУТОЧНОМ ХОДЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ДАЛЬНОСТИ ВИДИМОСТИ

На основании обработки экспериментального материала, полученного при эксплуатации регистратора прозрачности М-37 на метеостанции Кирполье-Полигон, исследуются закономерности суточного хода метеорологической дальности видимости.

Метеорологическая дальность видимости относится к числу величин, меняющихся в очень большом диапазоне значений. Это встречает определенные трудности при разработке приборов, предназначенных для измерений этой величины. Поскольку для практических целей необходимо измерение низких прозрачностей, приборы разрабатываются с учетом этого требования и не измеряют высоких прозрачностей. Поэтому трудно выявить закономерности изменения метеорологической дальности видимости. Так, например, непосредственно по записи регистратора прозрачности не улавливаются периоды изменения видимости. Однако статистическая обработка экспериментального материала, полученного при семилетней эксплуатации установки М-37 [1] на метеостанции Кирполье-Полигон, позволяет установить четкий суточный ход прозрачности нижнего слоя атмосферы в горизонтальном направлении. Характер суточного хода и закономерности его изменения и являются предметом настоящей статьи.

Регистратор прозрачности М-37 измеряет метеорологическую дальность видимости в интервале от 300 м до 10 км. Чем меньше величина видимости, тем точнее она определяется. При значениях дальности видимости до 3 км средняя квадратичная ошибка ее измерения составляет 10%. Для больших градаций видимости быстро увеличивается ошибка измерения, однако для метеорологической дымки, т. е. для интервала видимости до 10 км, она не превышает 40%.

С лент регистратора прозрачности снимались значения видимости, и подсчитывалась вероятность появления различных градаций для каждого часа суток. Градации были выбраны через 1 км до 10 км; все те случаи, когда метеорологическая дальность видимости превышала 10 км, объединялись вместе. Оказалось, что кривые суточного хода вероятности появления каждой градации однотипны и характеризуются увеличением вероятности низкой видимости в ночное время и уменьшением ее днем. Интересно было сопоставить закономерности суточного хода для разных месяцев. Для этой цели удобнее взять интегральную кривую вероятности появления видимости меньше 10 км.

Использование меньших градаций затрудняет определение экстремумов на кривой суточного хода вероятности, особенно в летние месяцы.

Таблица 1

Месяц	Часы										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
I	63	64	64	63	59	60	66	72	63	68	68
II	63	64	62	64	62	61	68	69	71	73	64
III	62	63	65	67	71	68	65	65	60	51	47
IV	50	51	52	50	60	57	45	42	39	28	29
V	33	39	39	36	36	26	17	18	18	14	10
VI	39	45	55	55	41	35	22	12	11	11	10
VII	41	41	43	39	32	31	17	8	6	3	3
VIII	59	64	62	64	62	59	48	37	22	14	10
IX	37	36	40	40	48	53	46	31	22	19	12
X	31	32	31	41	45	50	49	47	45	36	30
XI	44	45	51	49	48	47	48	53	51	52	48
XII	53	51	53	56	58	60	64	69	74	66	68

Месяц	Часы												
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
I	67	67	61	58	72	76	77	73	70	69	66	61	67
II	60	60	56	55	57	65	73	70	76	68	63	62	68
III	42	39	33	34	35	40	44	52	55	62	58	58	60
IV	26	23	26	17	23	23	22	29	49	47	42	46	49
V	11	10	13	10	9	9	9	11	15	24	32	34	36
VI	8	10	9	5	8	8	10	9	12	21	30	32	44
VII	2	4	2	2	4	2	4	3	3	15	11	29	32
VIII	8	6	6	11	12	12	15	20	38	46	46	51	56
IX	10	8	11	11	18	15	26	30	39	35	33	32	32
X	24	29	28	31	30	37	41	45	42	37	36	33	34
XI	48	42	49	49	55	58	59	61	56	53	49	46	52
XII	68	66	64	64	68	67	63	66	65	66	61	57	61

В табл. 1 представлены результаты, полученные при обработке лент регистратора прозрачности, установленного на метеостанции Кирполье-Полигон. Данные, осредненные за семилетний период наблюдений, дают возможность выявить типичные особенности суточного изменения видимости.

В каждой строке дана вероятность появления видимости меньше 10 км в процентах от общего числа наблюдений за каждый час данного месяца. При этом в число наблюдений вошли и все случаи с осадками, моросью, мглой. Осадки не являются определяющим фактором в суточном ходе, что хорошо видно из данных табл. 1. Появление осадков равновероятно в любое время суток, а вероятность того, что видимость будет меньше 10 км, подчиняется определенной закономерности, а именно закономерности, характеризующей изменение видимости в течение суток в дымке. Кривые суточного хода вероятности метеорологической дымки для удобства сопоставления собраны вместе за все месяцы и представлены на рис. 1. По оси абсцисс отложены часы суток, по оси ординат — вероятность появления метеорологической дымки в процентах от общего

числа наблюдений (без осадков, мглы и т. д.). Кружочками на каждой кривой отмечено время восхода и захода солнца.

Из рис. 1 видно, что дальность видимости закономерно изменяется в течение суток и особенно четко это выражено для всех месяцев с марта по октябрь. Каждая из кривых суточного хода имеет два максимума, больший из которых приходится на время восхода солнца. Второй максимум повторяемости низких значений видимости наблюдается вскоре после захода солнца. Он меньше по абсолютной величине, чем первый. Кроме того, в летние месяцы (июнь—август) он сглаживается. Летом

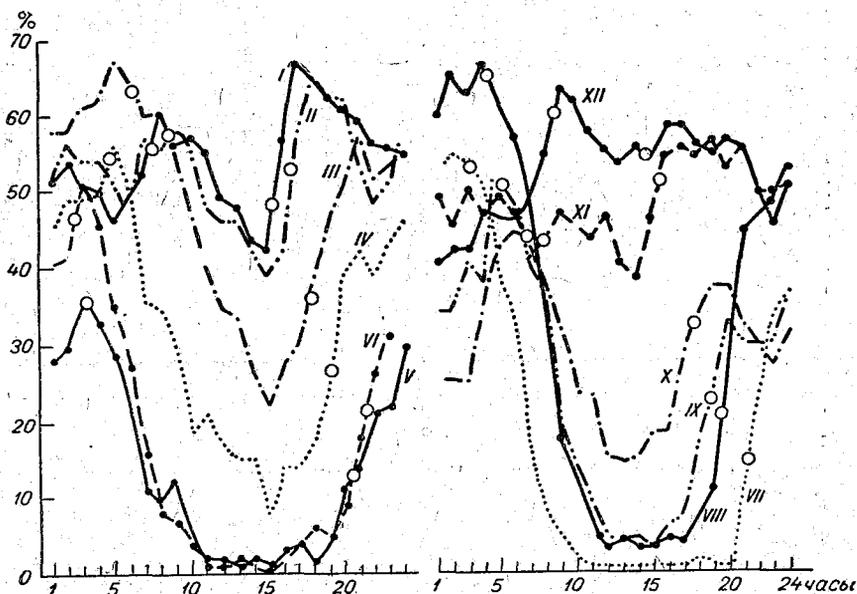


Рис. 1. Суточный ход вероятности появления видимости меньше 10 км по месяцам.

вероятность плохой видимости начинает быстро увеличиваться незадолго до захода солнца, затем увеличение это несколько замедляется и достигает максимальных значений перед восходом солнца. Для всех остальных месяцев наблюдаются два максимума, причем абсолютная величина вечернего максимума увеличивается по мере приближения к зимним месяцам. В ноябре, декабре, январе и феврале вечерний максимум становится больше утреннего, т. е. вероятность того, что метеорологическая дальность видимости достигнет значений, меньших 10 км, больше вечером, чем утром. В дневные часы число случаев с плохой видимостью существенно уменьшается, минимальное значение ее отмечается в послеполуденное время. Следовательно, в целом метеорологическая дальность видимости оказывается минимальной перед восходом солнца и через некоторое время после захода. В дневное время дальность видимости в приземном горизонтальном слое больше, чем ночью, наибольшие значения наблюдаются в 12—15 час.

Перед восходом солнца наблюдается самое большое число случаев с видимостью меньше 10 км, но не менее важно было бы знать и распределение видимости внутри этого интервала по градациям. В табл. 2 дана обеспеченность (проценты) всех градаций видимости меньше 10 км в дымке и тумане. Градации выбраны через 1 км в метеорологической дымке, а для тумана взяты две градации: видимость меньше 500 м и от

500 до 1000 м. Если построить интегральные кривые вероятности различных градаций видимости для всех месяцев, то все они окажутся внутри полосы, ограниченной вероятностными кривыми для мая и августа. Поэтому в табл. 2 приведены данные только для этих месяцев.

Таблица 2

Месяц	Градации видимости, км										
	0—0,5	0,5—1	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7	7—8	8—9	9—10
V	1,6	4	5,6	5,6	8,8	11,2	14,4	17,6	24	27,2	36
VIII	17,4	21,7	23,9	26,1	33,7	38,0	45,6	48,9	57,6	59,8	65,2

Если нанести интегральные кривые на клетчатку вероятности, получится прямая, свидетельствующая о том, что метеорологическая дальность видимости подчиняется нормальному закону распределения. Выказав предположение о неизменности этого закона и в дальнейшем, можно попытаться оценить наиболее вероятные и максимальные возможные значения видимости. Тогда получается, что в мае перед восходом солнца наиболее вероятное значение видимости 12 км, а в августе 7 км. В 99% случаев видимость в мае будет меньше 35 км, а в августе меньше 25 км.

Если сравнить все кривые рис. 1, то видно, что прозрачность увеличивается в летнее время. Действительно, вероятность того, что видимость будет меньше 10 км, уменьшается с каждым следующим месяцем, и, например, в июле с 11 до 17 час. не зафиксировано ни одного случая с видимостью меньше 10 км. С августа начинается постепенное уменьшение прозрачности. Вероятность существования метеорологической дымки в дневное время не равна нулю, она увеличивается в весенние месяцы и еще больше зимой. Сопоставление дневной прозрачности в весенние и осенние месяцы показывает, что весной прозрачность воздуха выше, чем осенью.

Следует отметить, что годовой ход ночной прозрачности не является таким же, как годовой ход дневной прозрачности. Это следует из рассмотрения участка кривых суточного хода метеорологической дальности видимости, относящихся к ночному времени. Однако выяснить закономерность изменения ночной прозрачности на рис. 1 затруднительно. Для этого лучше воспользоваться табл. 3, где для каждого месяца указана в процентах частота появления метеорологической дальности видимости меньше 10 км. Для сравнения выбраны четыре момента времени, позволяющие проследить изменение видимости ночью, днем и непосредственно перед восходом и после захода солнца. Оказывается, что в марте и августе самая большая вероятность появления ночью видимости

Таблица 3

Время	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
15 час. . . . .	42	39	22	8	1	0	0	3	3	18	46	53
После захода . . .	55	56	38	39	15	26	23	30	23	33	54	58
1 час. . . . .	51	52	58	45	28	41	52	59	34	25	49	40
Перед восходом	60	57	65	50	36	42	54	66	51	44	41	54

меньше 10 км. В эти же месяцы на метеостанции Кирполье-Полигон отмечается наибольшая повторяемость туманов.

Ночью атмосфера бывает наиболее прозрачной в мае и октябре. Указанное соотношение прозрачностей для различных месяцев года устанавливается сразу же после захода солнца и сохраняется до восхода. Таким образом, можно констатировать наличие простого годового хода дневной прозрачности с максимумом в летние месяцы и двухвершинной кривой годового распределения прозрачности ночью с наибольшими значениями в мае и октябре.

Не остается постоянной и амплитуда суточного хода видимости в разные месяцы. На рис. 2 приведены кривые годового хода суточных амплитуд вероятности метеорологической дымки (2) и видимости меньше 4 км (1).

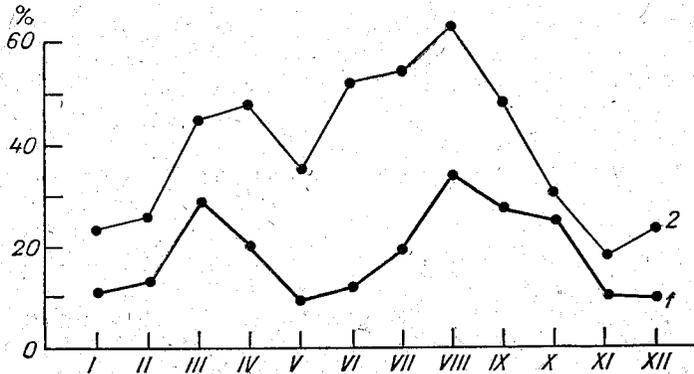


Рис. 2. Годовой ход суточных амплитуд вероятности видимости меньше 4 км (1) и меньше 10 км (2).

Из рис. 2 видно, что амплитуда суточного изменения видимости больше для дымки, чем для видимости меньше 4 км, причем различия эти, как и сами амплитуды, меньше в холодное время года. В случае метеорологической дымки амплитуда суточного хода вероятности имеет два максимума, меньший из которых приходится на апрель и больший на август. Годовой ход суточных амплитуд вероятности видимости меньше 4 км тоже имеет два максимума — в марте и августе. Оба максимума резко выражены, но по абсолютной величине они почти одинаковы в отличие от случая дымки, где амплитуда суточного изменения в августе значительно больше, чем весной. Минимальные значения амплитуд в обоих случаях наблюдаются в мае, однако на нижней кривой этот минимум более глубокий. По абсолютной величине майская амплитуда сравнима с амплитудой суточного хода в зимние месяцы, чего нельзя сказать о верхней кривой, минимум которой выражен менее ярко, а по абсолютной величине амплитуда в мае значительно больше, чем в ноябре.

Суточный ход метеорологических элементов различен в ясные и пасмурные дни. Суточный ход метеорологической дальности видимости тоже оказывается разным при ясной и пасмурной погоде. В ясные дни амплитуда суточного хода видимости больше, чем в пасмурные, что можно проследить на рис. 3, где представлены кривые суточного хода вероятности появления метеорологической дымки при разных условиях погоды в апреле.

Кривая 1 построена по всем наблюдениям независимо от явлений погоды, т. е. сюда вошли случаи видимости в осадках, мороси, мгле и т. д.

Кривые 2 и 3 представляют суточный ход вероятностей появления

тумана и метеорологической дымки, т. е. сюда вошли все случаи с видимостью меньше 10 км, но без осадков, причем кривая 2 включает наблюдения только в ясные дни, а кривая 3 дает суточный ход вероятности видимости меньше 10 км при пасмурном небе с облачностью 10 баллов. На этом же рисунке кривая 4 изображает частоту появления видимости меньше 10 км при пасмурном небе, включая и наблюдения с осадками. Анализ кривой 1 показывает, что если взяты все наблюдения без исключения, т. е. и случаи с осадками, закономерность изменения видимости в течение суток носит такой же характер, как и суточный ход видимости

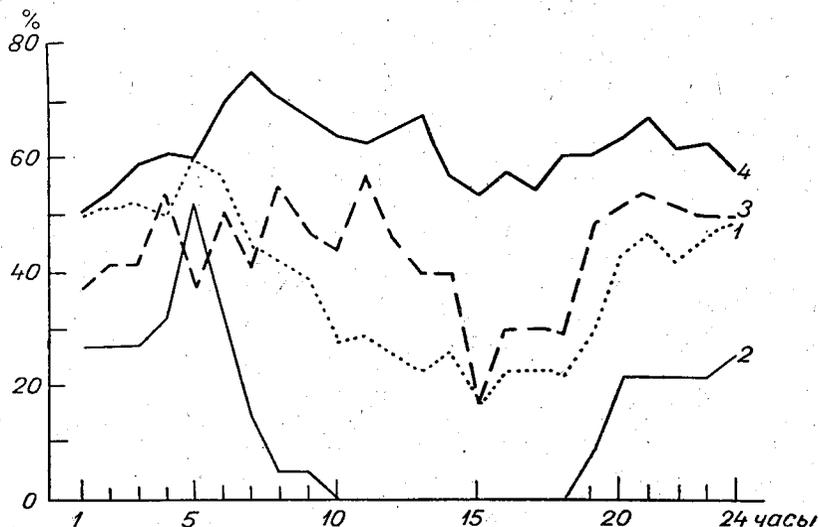


Рис. 3. Суточный ход повторяемости метеорологической дальности видимости меньше 10 км при различных условиях погоды: 1 — по всем данным, включая осадки; 2 — ясные дни; 3 — пасмурные дни без осадков; 4 — пасмурные дни с осадками.

в дымке, но суточная амплитуда несколько меньше. Это и понятно, поскольку число случаев с осадками сравнительно невелико и не может существенно повлиять на форму кривой суточного хода видимости.

Сопоставление суточного хода видимости в ясные и пасмурные дни было проведено для всех сезонов года. На рис. 3 приводятся данные только для апреля. В целом следует отметить, что при пасмурной погоде вероятность появления видимости меньше 10 км значительно больше, чем в ясные дни, независимо от времени года. Этот же вывод подтверждается и ходом кривых 2 и 3 рис. 3. Кроме того, из рис. 3 видно, что в ясные дни суточный ход видимости подчиняется строгой закономерности, чего нельзя сказать в полной мере о пасмурных днях. В пасмурную погоду в дневные часы тоже наблюдается улучшение видимости, но начинается оно значительно позже, чем в ясную погоду, максимум прозрачности наблюдается в 15 час. В ночные часы видимости меньше, чем днем, и изменения ее не обнаруживают каких-либо закономерностей.

Следует отметить, что все вышеизложенное не противоречит выводам предыдущей работы автора [2], где было показано, что четкой связи между видимостью и высотой облачности, по данным Воейкова, не получается. Действительно, если выбрать совершенно одинаковые физические условия во время наблюдений и сравнить видимость в ясные и пасмурные дни, то не наблюдается ухудшения видимости при небе, покрытом облаками, а бывает иногда и наоборот, т. е. видимость в ясную погоду

при тех же условиях наблюдения хуже, чем в пасмурную. Увеличение при пасмурном небе вероятности плохой видимости в суточном ходе, по-видимому, связано с повышенными значениями влажности в эти дни.

Кривые суточного хода вероятности появления значений видимости меньше 10 км подобны кривым суточного хода относительной влажности, что хорошо видно на рис. 4, где по оси абсцисс отложено время, по оси ординат — частота появления видимости меньше 10 км ( $S_M\%$ ) и относительная влажность ( $E\%$ ). Кривые построены для мая и августа. Из рис. 4 можно сделать вывод, что вероятность метеорологической дальности

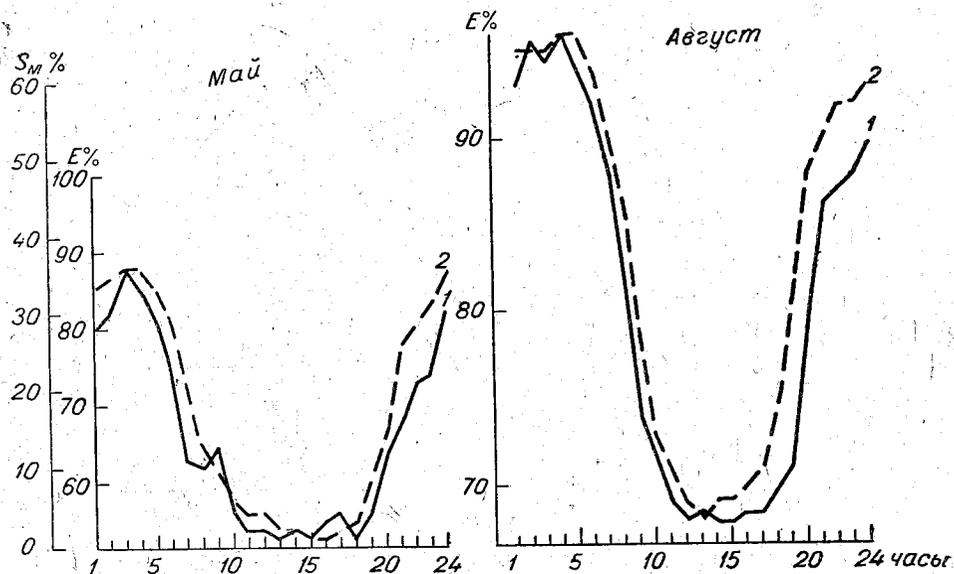


Рис. 4. Суточный ход видимости (1) и относительной влажности (2) в мае и августе.

видимости меньше 10 км наибольшая в часы, соответствующие максимальным значениям относительной влажности в суточном ходе.

Минимумы обеих кривых тоже совпадают. Тем не менее это обстоятельство не указывает на наличие однозначной связи между этими величинами, как было показано ранее [3]; при одной и той же относительной влажности возможны любые значения видимости, если не учитывать ряд других параметров. Это же видно и на рис. 4: вероятность плохой видимости в мае и августе при одних и тех же значениях относительной влажности оказывается разной.

Кроме того, небольшие изменения относительной влажности сопровождаются в августе большими изменениями видимости, чем в мае. Изменения относительной влажности в течение суток вызывают периодические изменения размеров частиц [4, 5], а следовательно, и периодические изменения видимости. Поскольку другие элементы, влияющие на видимость, не имеют четко выраженного суточного хода, можно сказать, что суточный ход видимости обусловлен в значительной мере суточным ходом относительной влажности. И это утверждение, по-видимому, должно быть справедливым для всех районов, где имеет место суточный ход влажности и отсутствуют пыльные бури. В качестве примера на рис. 5 приведены кривые, изображающие суточные изменения относительной влажности и видимости в апреле для двух пунктов (Воейково и Минск). Данные по видимости в Минске получены при обработке лент регистра-

тора прозрачности М-37, установленного в Минской ГМО. Используются материалы за 1961 и 1962 гг., при этом исследуемый диапазон видимости был ограничен 4 км. На рис. 5 две нижние кривые представляют суточный ход вероятности появления видимости меньше 4 км для Минска и Воейково. Две верхние кривые дают суточный ход относительной влажности. Данные, относящиеся к Минску, обозначены пунктирной линией, данные, полученные в Воейково, — сплошной.

Из этого рисунка видно, что и в Минске и в Воейково наблюдаются аналогичные изменения видимости в течение суток. И в том и в другом

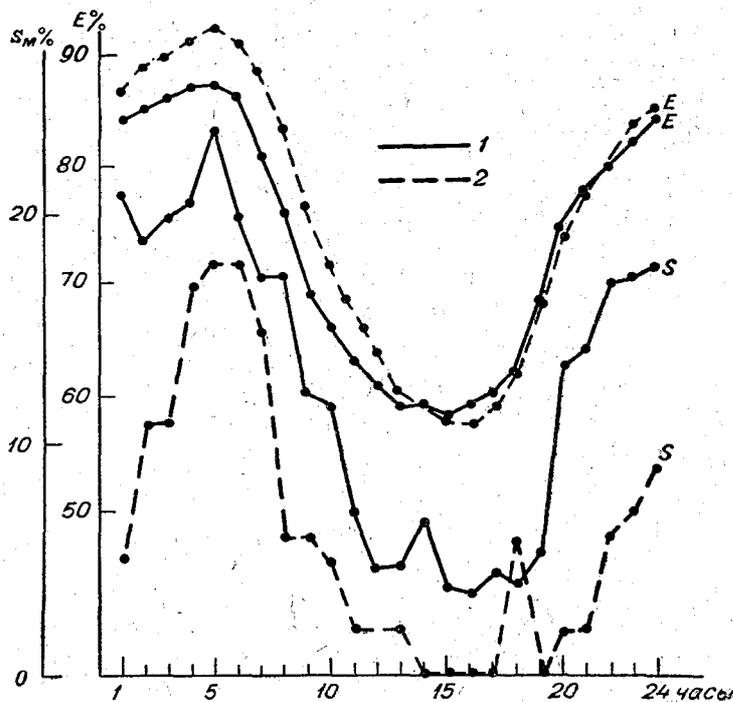


Рис. 5. Суточный ход относительной влажности  $E$  и вероятности появления видимости меньше 4 км  $S$  в апреле для Воейкова (1) и Минска (2).

пункте большие значения видимости приходятся на дневные часы, минимальные значения видимости в целом или максимальное число случаев с плохой видимостью приходится на время непосредственно перед восходом, т. е. на те же часы, в которые наблюдаются максимальные значения относительной влажности. Однако в Воейково при меньших значениях относительной влажности, чем в Минске, больше вероятность появления видимости меньше 4 км, следовательно в целом прозрачность в Воейково оказывается несколько хуже, чем в Минске. Таким образом, рис. 5 наглядно показывает, что не получается однозначной зависимости между относительной влажностью и видимостью без привлечения других параметров, но суточный ход вероятности плохой видимости в Воейково и в Минске следует за ходом относительной влажности.

#### Выводы

1. Метеорологическая дальность видимости имеет четко выраженный суточный ход, связанный с ходом других метеорологических элементов.

2. Получены закономерности суточного хода вероятности появления низких градаций метеорологической дальности видимости.

3. Интегральная вероятность низких видимостей имеет такой же суточный ход, как и относительная влажность. Этот вывод, однако, не означает однозначной зависимости между этими величинами.

4. Большая вероятность появления низких градаций видимости в пасмурную погоду связана не с фактом наличия облачности, а с увеличением влажности в эти дни.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Горышин В. И. Установка для измерения и регистрации прозрачности атмосферы. Труды ГГО, вып. 100, 1960.
2. Довгялло Е. Н., Горб Н. М. К вопросу о связи видимости с нижней границей облаков. Труды ГГО, вып. 153, 1964.
3. Довгялло Е. Н. Связь дальности видимости с метеорологическими условиями. Труды ГГО, вып. 109, 1961.
4. Junge C. Übersättigungsmessungen an atmosphärischen Kondensationskernen. Beiträge zur Geoph. 46, 1936.
5. Junge C. Die Konstitution des atmosphärischen Aerosols. Ann. Met. (Zeiheft), 1952.

## ПРОЗРАЧНОСТЬ АТМОСФЕРЫ В ГОРИЗОНТАЛЬНОМ И ВЕРТИКАЛЬНОМ НАПРАВЛЕНИЯХ

Сопоставляются вертикальные и горизонтальные коэффициенты ослабления света, полученные в Воейково по данным одновременных наблюдений. Установлено, что прозрачность всей атмосферы и прозрачность горизонтального приземного слоя имеют обратный суточный и годовой ход. Прозрачность всей атмосферы имеет годовой и суточный ход, обратный ходу абсолютной влажности; горизонтальная прозрачность более чувствительна к изменениям относительной влажности. Годовой и суточный ход прозрачности приземного слоя обратен ходу относительной влажности.

Лучи источника света, пройдя слой атмосферы, ослабляются, и степень этого ослабления зависит от количества и свойства частичек, находящихся в воздухе. Поскольку качество и количество взвешенных в воздухе примесей не являются постоянными, прозрачность атмосферы претерпевает всевозможные изменения в большом диапазоне значений.

Прозрачность атмосферы в вертикальном направлении вычисляется из актинометрических наблюдений по формуле

$$S_m = S_0 P_m^m,$$

где  $S_m$  — измеренная интенсивность прямой солнечной радиации во всем диапазоне длин волн,  $S_0$  — солнечная постоянная,  $P$  — интегральный коэффициент прозрачности, приведенный к определенной массе.

Имея искусственный источник света, можно аналогичным образом получить значения прозрачности атмосферы горизонтального приземного слоя. Цель настоящей работы состоит в сопоставлении закономерностей изменения прозрачностей всей атмосферы и приземного слоя.

В качестве исходных данных использованы материалы по прозрачности всей атмосферы, которая была рассчитана М. П. Чижевской по актинометрическим наблюдениям на метеостанции Воейково [4], и ленты регистратора прозрачности атмосферы М-37.

Прозрачность атмосферы в вертикальном направлении исследовалась рядом авторов в различных пунктах Советского Союза [1, 2, 3, 4]. Выводы, полученные на основании этих исследований, свидетельствуют о том, что независимо от географического положения пункта наблюдений прозрачность атмосферы претерпевает как периодические колебания сезонного характера, так и непериодические, связанные с вторжением воздушных масс, с местными причинами загрязнения и т. д. Установлено, что прозрачность атмосферы наибольшая в зимние и весенние месяцы и уменьшается летом по мере увеличения температуры и влагосодержания воздуха. В летнее время происходит и увеличение числа пылевых частичек, взвешенных в воздухе. Найдена четкая корреляционная зависимость

между прозрачностью атмосферы и абсолютной влажностью воздуха. Уменьшение прозрачности атмосферы в летние месяцы связано с ростом абсолютной влажности и запыленности воздуха.

Отмечается и дневной ход прозрачности [1], заключающийся в понижении коэффициента прозрачности в дневное время. Дневной ход более четко выражен в летнее время.

Что же касается прозрачности приземного слоя воздуха в горизонтальном направлении, то она менее доступна исследователям. Причина такого положения с исследованием горизонтальной прозрачности заключается в отсутствии приборов, позволяющих надежно измерять эту величину. Лишь с появлением установки М-37 [5] удалось получить систематический ряд наблюдений прозрачности. Визуальные наблюдения за метеорологической дальностью видимости, которые проводились в климатологические сроки на метеостанциях, в силу своего несовершенства, а также быстрой изменчивости величины дальности видимости не пригодны для такого анализа.

Обработка лент регистратора прозрачности атмосферы, работающего в Воейково, показала, что прозрачность горизонтального приземного слоя имеет свои закономерности [5], отличные от закономерностей, выведенных различными авторами для прозрачности всей атмосферы. Величины горизонтальной прозрачности быстро возрастают при переходе к летним месяцам. Для Воейково максимум прозрачности в горизонтальном направлении достигается в мае месяце. Дневной ход характеризуется увеличением прозрачности в дневные часы. Таким образом, получается, что горизонтальная и вертикальная прозрачность имеют обратный ход в течение суток и года.

Интересно было сопоставить одновременные измерения этих величин. М. П. Чижевской были вычислены коэффициенты прозрачности атмосферы и приведены к массе  $m=2$  по методу С. И. Сивкова.

В эти же сроки наблюдений выбраны значения горизонтальной прозрачности по записям регистратора.

Объем использованного материала представлен в табл. 1.

Таблица 1

Год	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
1956	2	11	29	16				1	11	5	
1957	4	1	15	25	24	26	23	7	6	4	3
1958	3	1	22	15	17	35	18	16	10	4	6
1959	4	6	20	10	25	16	27	18	1	1	
1960	3	9	20	39	32					1	5
Сумма . . .	16	28	106	105	98	77	68	42	28	15	14

Наблюдения использованы за пять лет, однако общее количество их невелико, особенно в зимние месяцы, потому что в условиях Ленинградской области зимой мало ясных дней.

Для каждого месяца были подсчитаны средние значения коэффициентов вертикальной и горизонтальной прозрачности.

Результаты расчетов представлены на рис. 1, где по оси абсцисс отложены месяцы, по оси ординат — коэффициенты ослабления для всей атмосферы и для горизонтального слоя. Кривая 2 изображает годовой ход коэффициента ослабления для всей атмосферы при массе  $m$ , равной 2. Кривая 1 представляет годовой ход коэффициента ослабления для

горизонтального приземного слоя воздуха толщиной 240 м (база регистратора прозрачности).

Из сопоставления этих кривых видно, что прозрачность нижнего слоя атмосферы максимальна в летние месяцы и уменьшается зимой. Весной прозрачность нижнего слоя быстро возрастает при переходе к следующему месяцу. Летом она меняется меньше, оставаясь в основном высокой. Осенью наблюдается постепенное уменьшение величин прозрачности, однако более медленное, чем весной. В феврале коэффициент ослабления в нижнем слое достигает наибольших значений, следовательно, прозрачность в этом месяце минимальна.

Прозрачность всего слоя атмосферы летом наименьшая, зимой достигает максимальных значений. Интересно, что весной коэффициент ослабления возрастает медленнее, чем уменьшается осенью.

Пределы изменения коэффициента прозрачности в течение года в нижнем слое гораздо больше, чем для всей атмосферы.

Не менее интересно было бы проследить и дневной ход прозрачности всей атмосферы и нижнего горизонтального слоя ее. Однако по имеющимся в нашем распоряжении данным это удалось сделать лишь для июня и августа. Остальные месяцы имеют меньшее число наблюдений в течение дня. Кривые дневного изменения коэффициентов ослабления для этих месяцев представлены на рис. 2. По оси абсцисс отложено время, по оси ординат — коэффициенты ослабления для всей атмосферы, приведенные к  $m=2$  (кривые 5, 6), и для горизонтального приземного слоя (кривые 1 и 2).

Из рисунка видно, что при уменьшении прозрачности всей атмосферы в полуденные часы прозрачность нижнего горизонтального слоя увеличивается и достигает максимальных значений в 13—15 час., а к вечеру опять уменьшается. Обе группы кривых не симметричны относительно полудня. Коэффициенты ослабления для всей атмосферы в послеполуденные часы больше, чем утром. В нижнем слое прозрачность имеет обратный ход — она быстро увеличивается в утренние часы и медленнее падает к вечеру. Таким образом, получается, что с увеличением запыленности и влагосодержания атмосферы в летние месяцы и в дневное время происходит увеличение прозрачности нижнего слоя атмосферы при понижении коэффициента прозрачности всей атмосферы. Это явление, по-видимому,

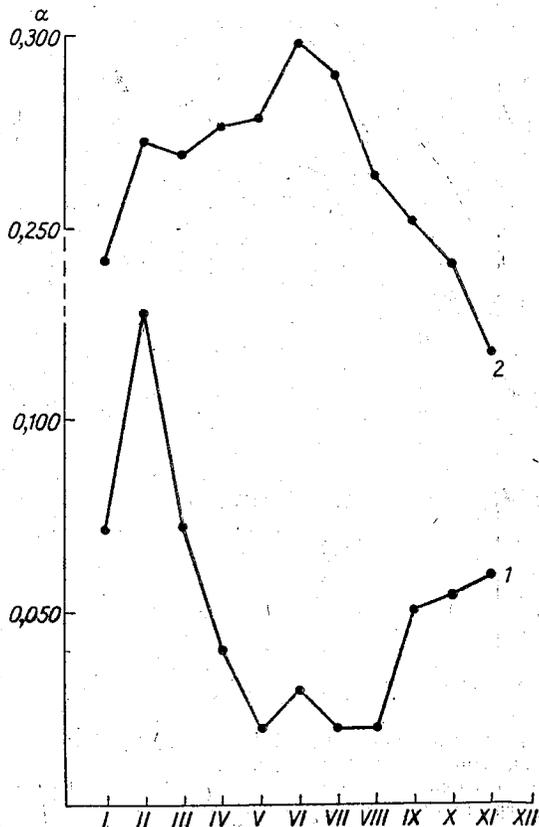


Рис. 1. Годовой ход коэффициента ослабления для приземного горизонтального слоя (1) и коэффициента ослабления для всей атмосферы (2).

связано с двумя факторами. Во-первых, развитие конвективных потоков в дневное время способствует выносу продуктов загрязнения в верхние слои атмосферы, уменьшая ее прозрачность. В нижнем горизонтальном слое при этом будет наблюдаться увеличение прозрачности. Во-вторых, увеличение абсолютной влажности происходит не только у земли, но и на высотах, куда поднимается влажный воздух восходящими потоками.

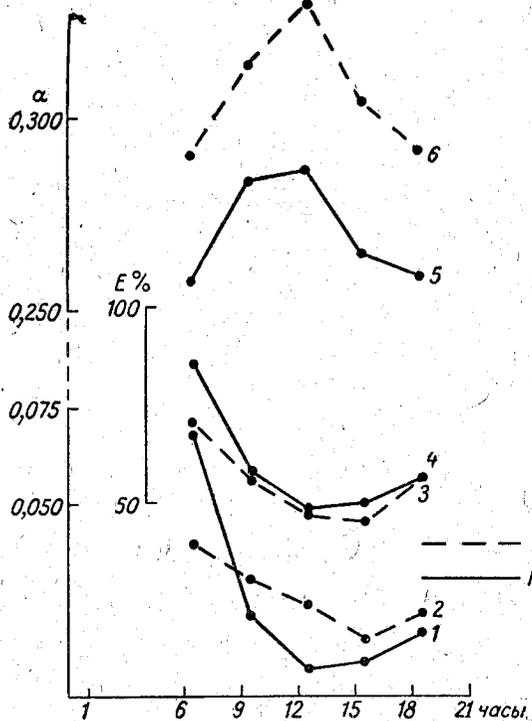


Рис. 2. Дневной ход коэффициента ослабления для горизонтального приземного слоя (1, 2) относительной влажности у земли (3, 4) и коэффициента ослабления для всей атмосферы (5, 6).

I — июнь, II — август.

ного слоя атмосферы увеличивается при увеличении относительной влажности (кривые 3, 4) и наоборот. В июне и августе коэффициент ослабления приобретает минимальное значение в разные сроки — в августе в 12 час. 30 мин., а в июне в 15 час. 30 мин. На рис. 2 видно, что кривые 1 и 2 следуют за ходом относительной влажности, смещение минимальных значений коэффициента ослабления связано с тем, что в разные сроки в июне и августе отмечены минимальные значения относительной влажности.

На рис. 3 показана зависимость среднемесячных коэффициентов ослабления в горизонтальном приземном слое от относительной влажности. Из рис. 3 видно, что коэффициент ослабления в горизонтальном направлении растет при увеличении относительной влажности, следовательно, прозрачность уменьшается. Рост этот сначала медленный, а при больших значениях относительной влажности небольшое ее изменение может привести к значительному увеличению или уменьшению прозрачности нижнего слоя атмосферы.

Увеличение влагосодержания на пути солнечного луча будет вызывать ослабление интенсивности прямой солнечной радиации и констатироваться как ухудшение прозрачности.

В горизонтальном приземном слое происходит увеличение абсолютной влажности, но в то же время уменьшается относительная влажность, к которой прозрачность приземного слоя оказывается более чувствительной. Возможно, это связано с тем обстоятельством, что увеличение относительной влажности способствует росту гигроскопических частиц, в изобилии взвешенных в нижнем слое воздуха [7], а следовательно, уменьшение степени насыщения воздуха будет способствовать его большей прозрачности.

Полученные данные по прозрачности можно сопоставить с характеристиками влажности.

Из рис. 2 видно, что коэффициент ослабления приземного

Для прозрачности всей атмосферы получена зависимость не от относительной, а от абсолютной влажности.

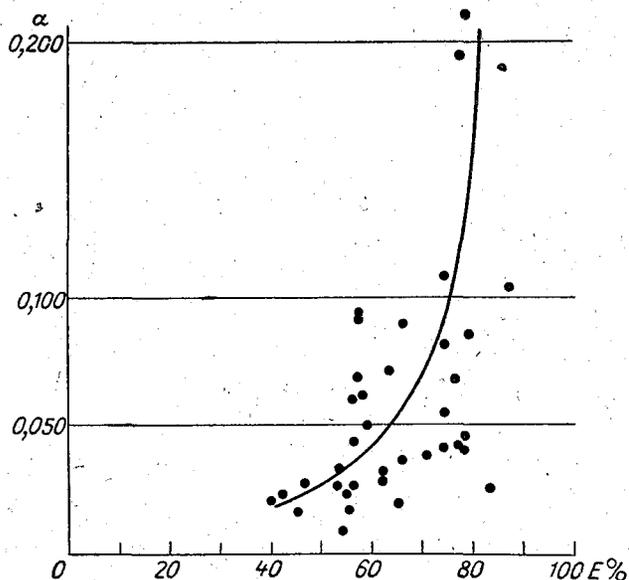


Рис. 3. Связь средних месячных коэффициентов ослабления в горизонтальном приземном слое с относительной влажностью.

### Выводы

1. Закономерности изменения прозрачности всей толщи атмосферы не тождественны изменениям прозрачности приземного слоя в горизонтальном направлении.

2. Прозрачность атмосферы в вертикальном и горизонтальном направлениях имеет четко выраженный противоположный годовой и суточный ход: прозрачность всей атмосферы достигает максимальных значений в зимнее время, минимальных — летом, в послеполуденные часы; прозрачность горизонтального слоя меньше зимой, больше летом, в суточном ходе имеет наибольшие значения в послеполуденные часы.

3. Прозрачность всей атмосферы связана корреляционной зависимостью с абсолютной влажностью. Прозрачность уменьшается при увеличении абсолютной влажности. Прозрачность приземного слоя атмосферы более чувствительна к изменениям относительной влажности. Увеличение относительной влажности влечет за собой уменьшение горизонтальной прозрачности.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Белецкий Ф. А. Влияние водяного пара на длинноволновую и коротковолновую части солнечного спектра. Ж. Геофизика, т. VI, вып. 1, 1936.
2. Барашкова Е. П. Мутность атмосферы в Карадаге. Труды ГГО, вып. 80, 1959.
3. Калитин Н. Н. Роль водяного пара в изменениях прозрачности атмосферы. Метеорол. вестн., № 2, 1925.
4. Чижевская М. П. Прямая радиация в Воейково и использование ее для определения характеристики прозрачности атмосферы. Труды ГГО, вып. 112, 1963.
5. Довгялло Е. Н. Суточный и годовой ход метеорологической дальности видимости. Труды ГГО, вып. 153, 1963.

## К ВОПРОСУ ИЗУЧЕНИЯ ПРОЗРАЧНОСТИ АТМОСФЕРЫ В СНЕГОПАДАХ

Рассматривается методика обработки продолжительности осадков и дается их увязка с горизонтальной прозрачностью атмосферы. Рекомендуемый метод позволяет получить надежную основу для прогнозирования не только продолжительности осадков, но и метеорологической дальности видимости при осадках.

Для характеристики прозрачности атмосферы важно количественно оценить влияние таких метеорологических явлений, как осадки, метели, туманы, мгла и пыльные бури. Указанные явления в зависимости от степени их интенсивности и продолжительности будут по-разному воздействовать на прозрачность атмосферы, обуславливая в течение суток значительные колебания в показаниях дальности видимости, особенно в тех случаях, когда исследуемые элементы погоды имеют непродолжительный прерывистый характер.

Чтобы дать объективную количественную оценку воздействия атмосферных явлений на дальность видимости, необходимо сопоставить ленты самописца М-37, обработанные по часовым интервалам, с данными продолжительностей осадков, метелей, туманов, мглы и пыльных бурь, дифференцированных по их видам и интенсивностям.

Известно, что на гидрометеорологической сети станций наблюдения над атмосферными явлениями ведутся визуально и начиная с 1936 г. регистрируются с точностью до  $\frac{1}{4}$  часа с указанием их интенсивности. Наличие таких наблюдений позволяет дать развернутое представление не только о структуре самих атмосферных явлений и их пульсаций во времени и пространстве, но и получить надежную основу для их прогнозирования. Решающее значение при этом принадлежит методу, с помощью которого ведется обработка результатов наблюдений.

В настоящей работе остановимся только на методической стороне вопроса и подробно изложим приемы обработки по продолжительности атмосферных явлений. Форма для обработки материалов наблюдений дана в табл. 1. Такие таблицы составляются для каждого месяца и года отдельно. Заполнение таблиц производится на основании данных, имеющих в ТМ-1. Сутки считаются с 19 до 19 час. Время начала и конца любого из указанных явлений отмечается засечками, которые проставляются в соответствии со временем суток и с датами, когда они наблюдались. Расстояние между засечками соединяется прямыми линиями, над которыми условными значками даются обозначения атмосферных явлений и их интенсивность.

Слабо протекающие атмосферные явления обозначаются значком «°», а сильные — «²». Условные обозначения атмосферных явлений берутся в соответствии с принятыми обозначениями в Наставлении [7]. Длина прямых линий отождествляется с продолжительностью явлений.

Для наглядности в табл. 1 приведена продолжительность осадков за январь 1960 г., полученная по наблюдениям на ст. Воейково. Исходя из этой таблицы можно получить следующие характеристики климата:

1) суммарную суточную продолжительность осадков в день с осадками и их среднюю продолжительность за месяц;

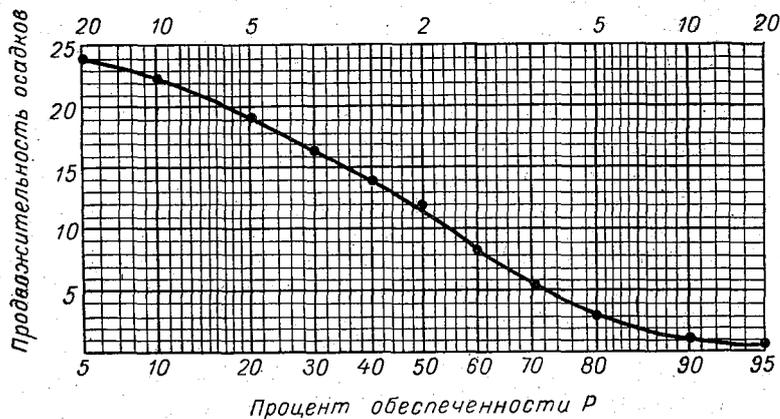


Рис. 1. Эмпирическая кривая распределения суммарной продолжительности осадков в день с осадками за январь 1960 г.

2) продолжительность отдельных осадков в день с осадками и их среднюю продолжительность за месяц;

3) структуру продолжительности осадков в зависимости от их вида и интенсивности;

4) суточный ход продолжительности осадков;

5) число дней с осадками.

Для изучения прозрачности атмосферы особое значение приобретают вероятностные характеристики продолжительностей явлений, позволяющие раскрыть структуру распределения любого исследуемого элемента погоды во времени как внутри месяца для каждого года отдельно, так и за весь имеющийся период наблюдений в целом. С этой целью для каждого месяца и года строятся эмпирические кривые распределения, с которых затем снимаются значения величин различной обеспеченности. Расчет обеспеченностей производится по формуле, предложенной Г. А. Алексеевым,

$$P = \frac{m - 0,25}{n + 0,50} \cdot 100\% \quad (1)$$

где  $m = 1, 2, \dots, n$  — порядковые номера членов статистического ряда  $x_1, x_2, \dots, x_n$ , расположенных в убывающем порядке (от большего значения величины к меньшему).

На рис. 1 представлена эмпирическая кривая распределения суммарной продолжительности осадков в день с осадками за январь 1960 г. По оси ординат отложены величины продолжительностей осадков, а по оси абсцисс — их процентные обеспеченности. Точно такие же кривые были построены и для других лет для данного месяца за весь имеющийся период наблюдений (1945, 1947—1963 гг.).

Наблюдения за январь 1946 г. не могли быть включены в обработку, поскольку продолжительность осадков довольно часто отмечалась буквенными обозначениями, не позволяющими учесть истинную длительность явления.

Анализ показал, что кривые распределения продолжительностей осадков, как правило, асимметричны. При этом имеет место положительная асимметрия. Учитывая асимметричный характер распределения продолжительностей осадков, при построении эмпирических кривых обеспеченностей целесообразно пользоваться не миллиметровкой, а клетчаткой вероятностей для кривых с умеренной асимметричностью, на которых верхние и нижние ветви кривой с крутыми подъемами приобретают спрямленный вид.

Данные, снятые с эмпирических кривых распределения, помещены в табл. 2, где наряду с суммарными продолжительностями осадков в день с осадками имеются средние месячные продолжительности осадков в день с осадками, средние квадратические отклонения  $\sigma$  и коэффициенты асимметрии  $C_s$ .

Анализ табл. 2 показывает, что средняя месячная суммарная продолжительность осадков в день с осадками может изменяться в отдельные годы в январе от 7 до 16 час. при средней многолетней в 11,5 часа. Еще больших изменений достигает суммарная продолжительность осадков в день с осадками внутри месяца. Нетрудно видеть, что в январе в отдельные дни суммарная продолжительность осадков в день с осадками варьирует в весьма широких пределах. Так, в 1953 г. суммарная продолжительность осадков в день с осадками в 10% случаев была равна 24 час., а в другие дни месяца она составляла всего лишь 0,2 часа, но на долю таких дней приходилось менее 5% случаев. Обращает внимание и другой не менее интересный факт, а именно: общность в распределении продолжительностей осадков по градациям обеспеченностей при одинаковых значениях средних месячных величин.

В частности, если сопоставить распределение продолжительностей осадков для 1947 и 1955 гг., имеющих почти одинаковые средние месячные характеристики (11,7 и 11,8 часа), то легко заметить хорошую согласованность в показаниях величин по всем градациям обеспеченностей. Как правило, данные либо совпадают, либо отличаются друг от друга на десятые доли часа. И только для обеспеченностей 10 и 20% расхождения достигают 1 часа. Примерно такая же картина наблюдается при сопоставлении данных за 1948, 1959 и 1962 гг. и др.

Более углубленное исследование с привлечением ежедневных карт погоды позволит в дальнейшем полнее раскрыть особенности каждого года в отдельности и найти прогностические признаки, необходимые для предвидения процессов, обуславливающих ту или иную продолжительность осадков на данной территории. Однако это специальный вопрос, который в данной статье не освещается.

Остановимся далее на вопросах, связанных со структурой осадков, их продолжительностью и интенсивностью, поскольку эти характеристики находятся в тесной зависимости с прозрачностью атмосферы. Обычно обильные снегопады и интенсивные дожди сопровождаются ухудшенной дальностью видимости.

Согласно исследованиям А. А. Бачуриной [1], сильный снегопад ухудшает видимость до 200—1500 м, умеренный — до 1—3 км и слабый — до 3—4 км и более: Сходные результаты были получены В. К. Петренко и В. П. Дешура [4] для аэропорта в Николаевске-на-Амуре и Н. М. Гавриленко [3] для 10 станций Украины.

По данным И. Т. Бартишвили для Батуми [2], при обложных дождях

Таблица 2

Обеспеченность суммарной продолжительности осадков (часы) в день с осадками, январь. Воейково

Год	Сред- няя	Наи- боль- шая	Обеспеченность, %										Наи- мень- шая	σ	C <sub>s</sub>	
			Обеспеченность, %													
			5	10	20	30	40	50	60	70	80	90				95
1945	6,7	21,0	16,2	12,7	10,0	8,5	7,0	5,7	4,5	3,2	2,0	1,0	0,5	0,5	4,9	1,2
1947	11,7	22,8	22,0	20,0	17,7	15,8	13,5	11,7	9,5	7,7	6,2	4,0	2,0	0,3	6,1	0,1
1948	12,2	24,0	24,0	24,0	21,5	18,7	15,5	12,0	10,0	8,0	6,0	3,0	1,5	1,5	6,8	0,2
1949	7,5	21,3	17,5	15,0	12,0	10,0	8,0	6,5	5,2	4,0	3,0	1,2	0,5	0,5	5,4	1,1
1950	8,0	24,0	24,0	23,0	15,0	11,2	9,0	6,5	5,0	4,0	3,0	2,0	1,5	1,5	7,7	2,1
1951	15,7	24,0	24,0	22,7	20,0	18,0	16,8	15,2	14,7	11,8	9,5	6,0	3,7	3,0	6,2	0,5
1952	12,8	22,5	21,0	18,2	15,0	12,5	10,5	9,0	7,5	6,0	4,5	2,0	0,5	0,2	9,0	3,8
1953	14,5	24,0	24,0	24,0	22,0	18,7	16,3	14,0	11,5	9,0	6,8	2,7	0,5	0,2	7,2	0,5
1954	14,7	24,0	23,5	22,5	20,0	17,0	15,0	14,0	11,8	9,0	6,0	2,5	0,5	0,5	7,1	0,6
1955	11,8	23,0	22,5	21,0	19,0	16,0	13,2	11,0	9,5	8,0	6,3	4,0	3,5	1,7	5,8	0,7
1956	13,7	24,0	23,8	23,0	22,0	18,0	15,0	13,0	11,2	9,0	7,0	4,0	2,7	1,0	6,5	0,7
1957	11,2	24,0	24,0	23,0	21,5	16,0	13,0	10,0	9,5	8,0	6,5	3,7	2,0	2,2	7,0	1,0
1958	11,0	24,0	23,0	21,2	17,5	14,5	12,0	10,0	8,0	6,5	5,0	3,0	2,0	2,0	6,5	0,9
1959	12,2	22,5	22,0	20,5	18,5	16,7	14,0	11,5	9,0	7,0	6,0	5,0	4,5	3,7	5,5	0,7
1960	14,5	24,0	24,0	22,5	19,0	16,5	14,0	12,0	8,0	5,2	3,0	1,2	1,0	0,5	7,8	2,0
1961	13,7	20,0	19,7	19,0	17,5	16,0	15,0	13,2	11,5	9,0	7,0	4,0	4,0	4,0	4,8	0,6
1962	12,2	21,5	20,0	19,0	17,0	16,0	14,7	12,0	10,0	8,0	6,0	4,0	3,0	0,7	5,2	0,2
1963	11,0	23,5	23,5	20,5	15,0	13,0	11,5	10,0	8,5	7,0	5,0	3,0	2,2	2,0	6,6	0,9
Средняя многолетняя	11,5	24,0	23,5	21,7	18,2	15,5	13,0	11,0	9,5	7,5	5,7	3,8	2,0	0,2	6,6	0,6

интенсивностью 20 мм/час дальность видимости уменьшается до 1,5—2 км, а при ливневом дожде интенсивностью 77 мм/час — до 1—0,5 км. Исследования метеорологической дальности видимости в дождях, выполненные Е. А. Поляковой [5], показали, что между показателем ослабления и интенсивностью дождей имеется тесная линейная корреляционная зависимость ( $r=0,95 \pm 0,01$ ). Высокий коэффициент корреляции показывает, что интенсивность дождя является основным фактором, определяющим прозрачность атмосферы в зоне дождя. Аналогичные данные были получены Е. А. Поляковой совместно с В. Д. Третьяковым [6] для дальности видимости при снегопадах. В этом случае коэффициент корреляции между логарифмами показателя ослабления света и интенсивностью снегопадов составлял  $0,91 \pm 0,02$ . Наличие такой тесной связи позволило авторам, исходя из полученного уравнения регрессии, составить таблицу для определения дальности видимости (в баллах) при выпадении снега по трем градациям интенсивности с учетом фона атмосферной дымки.

Данные таблицы имеют большое практическое значение и могут быть использованы для характеристики прозрачности атмосферы. Но для этого необходимо иметь данные о продолжительности осадков по их видам и интенсивностям.

В этой связи интересно рассмотреть не только суммарную продолжительность осадков в день с осадками, но и продолжительность отдельных осадков в день с осадками и особенно их распределение по градациям обеспеченностей в зависимости от вида выпадавших осадков и их интенсивности.

Зимой осадки могут выпадать как в твердом, так и в жидком виде. Чаще всего осадки в течение суток имеют прерывистый характер и реже непрерывный. Осадки, выпадающие в виде снега или дождя, не являются однородными по своей структуре. В отдельные дни один вид осадков может не прерываясь переходить в другие виды. При этом характер их выпадения будет иметь различную интенсивность. Это хорошо прослеживается по данным, приведенным в табл. 1. Так, например, 5 января 1960 г. осадки с 19 до 19<sup>3</sup>/<sub>4</sub> часа выпадали в виде снежных зерен ( $\Delta$ ), а затем не прерываясь перешли в морось ( $\bullet$ ) и продолжали выпадать в виде мороси до 22 час. После трехчасового перерыва осадки вновь стали выпадать и продолжались до конца суток, причем вид выпадающих осадков все время изменялся. Начиная с 1 часа 6 января осадки выпадали в виде слабого снега, который к 6<sup>1</sup>/<sub>2</sub> часам сменился мокрым снегом средней интенсивности. Осадки в виде мокрого снега выпадали в течение часа, а затем перешли в дождь средней интенсивности, который к 9<sup>1</sup>/<sub>2</sub> часам сменился мокрым снегом слабой интенсивности и к 10<sup>3</sup>/<sub>4</sub> часа перешел в снег средней интенсивности. Осадки в виде снега средней интенсивности прекратились к 12<sup>1</sup>/<sub>2</sub> часа, и с этого момента пошел дождь средней интенсивности, который через <sup>1</sup>/<sub>2</sub> часа перешел в слабый дождь и к 17 часам сменился снегом слабой интенсивности, а затем через <sup>3</sup>/<sub>4</sub> часа стал выпадать снег средней интенсивности. Эти изменения в характере выпадения осадков не могли не отразиться на показаниях прозрачности атмосферы.

Чтобы охарактеризовать прозрачность атмосферы в течение суток, нужно знать, какие осадки в данный день выпадали и какова была их продолжительность.

Продолжительность отдельных осадков в день с осадками может быть получена из табл. 1. При этом обработка этих данных производится тем же методом, который был применен для характеристики суммарной продолжительности осадков в день с осадками.

Таблица 3

Обеспеченность продолжительности отдельных осадков (часы) в день с осадками, январь. Восойково

Год	Сред- няя	Наи- боль- шая	Обеспеченность, %										σ	C <sub>s</sub>		
			Обеспеченность, %													
			5	10	20	30	40	50	60	70	80	90			95	
1945	4,5	16,0	12,0	8,8	6,0	5,0	4,0	3,5	2,5	1,5	1,0	0,5	0,5	0,2	3,8	1,7
1947	5,6	22,2	17,0	13,5	9,8	7,5	5,2	3,8	2,7	2,0	1,5	0,5	0,5	0,2	5,7	2,1
1948	7,0	24,0	23,8	14,0	10,0	7,2	5,5	4,0	3,0	2,0	1,0	0,5	0,5	0,2	8,3	2,5
1949	3,4	16,0	11,5	7,5	4,0	3,0	2,5	2,0	1,2	1,0	0,5	0,5	0,2	0,2	4,0	2,5
1960	5,9	24,0	22,0	11,2	7,0	5,0	4,0	2,7	2,0	1,5	1,0	0,7	0,5	0,5	8,1	3,0
1951	5,7	24,0	20,2	15,0	10,0	7,5	5,0	3,0	2,5	1,7	1,0	0,7	0,5	0,5	7,2	2,8
1952	3,8	16,7	10,0	8,0	5,5	3,9	3,2	3,0	1,5	1,0	1,0	0,5	0,2	0,2	3,2	1,5
1953	7,2	24,0	23,9	19,2	11,5	8,0	6,0	4,0	3,0	2,0	1,2	0,7	0,2	0,2	8,9	2,5
1954	6,6	24,0	21,3	16,5	11,7	8,2	6,0	4,0	3,0	2,0	1,2	0,7	0,5	0,2	7,3	2,4
1955	5,0	20,2	14,0	11,5	9,0	7,0	5,5	3,7	2,5	1,5	1,0	0,5	0,2	0,2	4,6	1,8
1956	8,3	24,0	23,0	18,0	12,8	9,5	7,5	6,2	4,0	3,0	1,5	1,0	0,5	0,2	7,5	1,8
1957	7,6	24,0	24,0	14,5	12,0	9,0	7,0	5,0	3,5	2,3	1,5	0,5	0,2	0,2	8,2	2,1
1958	6,2	24,0	20,0	15,0	8,5	6,0	4,0	3,7	2,0	1,5	1,0	0,5	0,5	0,2	7,0	2,5
1959	5,3	22,0	15,5	12,7	8,5	6,0	4,0	3,7	3,0	2,0	1,8	1,0	0,5	0,2	5,1	2,0
1960	5,9	24,0	19,0	15,0	11,5	9,0	6,2	3,5	2,7	2,0	1,0	0,5	0,5	0,2	6,6	2,5
1961	5,3	18,5	15,0	12,0	8,7	6,0	4,5	3,7	2,7	2,0	1,0	0,5	0,5	0,2	5,0	2,0
1962	3,7	16,0	12,7	11,0	6,5	4,5	3,0	2,0	1,7	1,5	1,0	0,5	0,5	0,2	4,5	2,7
1963	5,7	23,5	17,5	11,5	8,0	6,0	4,5	3,7	2,7	2,0	1,0	0,5	0,5	0,2	6,0	2,2
Средняя многолетняя . . .	5,7	24	18,7	13,5	9,0	6,5	4,7	3,5	2,5	2,0	1,2	0,7	0,5	0,2	6,4	2,4

Выборка продолжительности осадков (часы) в соответствии с их

Год	Вид осадков и											
	снег			ливневый снег			мокрый снег			ливневый мокрый снег		
	✱ <sup>2</sup>	✱	✱ <sup>0</sup>	✱ <sup>2</sup>	✱	✱ <sup>0</sup>	✱ <sup>2</sup>	✱	✱ <sup>0</sup>	✱ <sup>2</sup>	✱	✱ <sup>0</sup>
1960		13/4, 11/4, 11/4, 8, 13 1/4, 7 1/4, 5, 1 1/2, 6 1/2, 2, 5	2 1/4, 1, 2 3/4, 5 1/2, 3/4, 8, 2 1/2, 1 3/4, 1, 3, 1 1/2, 2, 7, 4 1/2, 17, 1 3/4, 5 3/4, 12, 2, 12, 1 1/2, 3/4, 2 3/4, 1 1/2		6, 1 1/2, 3/4, 1, 3, 1 1/4, 3/4	1, 5 1/4, 6 3/4, 1/4, 5, 1 1/2, 3/4, 1, 3/4, 5, 3, 3		1	1 1/4			
Сумма . . .	0	54 1/2	100 1/2	0	24 1/4	34	0	1	1 1/4	0	0	0
Число слу- чаев . . .	0	12	24	0	10	13	0	1	1	0	0	0

Суммарная продолжительность осадков (часы) по их

Год	Вид осадков и														
	✱ <sup>2</sup>	✱	✱ <sup>0</sup>	✱ <sup>2</sup>	✱	✱ <sup>0</sup>	✱ <sup>2</sup>	✱	✱ <sup>0</sup>	✱ <sup>2</sup>	✱	✱ <sup>0</sup>	✱ <sup>2</sup>	✱	✱ <sup>0</sup>
1945	8,0	48,7	105,0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1947	5,7	78,5	222,7	0	0	0	0	0,5	0	0	0	0	0	0	0
1948	0	71,0	189,7	0	1,5	10,2	1,5	34,7	24,0	0	0	0	0	1,5	0
1949	0	43,0	64,5	0	13,7	4,5	0	13,2	7,7	0	0	3,2	0	11,0	0
1950	0,5	22,5	151,5	0	0,5	3,2	0	2,2	16,0	0	0	0	0	0	0
1951	0	43,5	261,2	0	0	8,5	0	17,7	13,0	0	2,2	2,2	0	0	0
1952	0	42,0	96,7	0	4,2	76,2	0	3,0	8,0	0	6,5	7,0	0	0,5	0,7
1953	0	26,7	270,2	0	3,0	9,7	0	11,7	8,0	0	0	0	0	0	0
1954	0	59,2	226,2	0	35,2	38,0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1955	4,2	65,5	248,0	1,2	2,7	20,7	0	1,0	5,2	0	0	0	0	0	0
1956	0	55,5	209,7	0	12,0	5,5	0	13,0	11,2	0	0	7,0	0	0	0
1957	0	35,5	154,2	0,2	20,2	24,2	0,5	21,0	41,5	0	0	0	0	0,2	0
1958	0	74,7	123,2	0,5	28,7	59,2	0	6,0	1,5	0	3,5	0,2	0	0	0
1959	0	87,7	111,2	0	15,0	26,0	0	27,2	30,5	0	7,0	11,7	0	0	0
1960	0	54,5	100,5	0	24,2	34,0	0	1,0	1,2	0	0	0	0	0	0
1961	0	62,0	83,0	2,2	64,0	64,0	0	19,2	23,2	0	1,2	12,7	0	0,2	0
1962	0	22,5	80,7	0	51,2	77,7	0	21,0	25,5	0	3,7	4,0	0	0	0
1963	0	31,7	100,0	0	70,2	54,0	0	0	0	0	0	0	0	0,2	0
Среднее	1,0	51,4	155,5	0,2	19,3	28,7	0,1	10,7	12,3	0	2,2	2,7	0	0,8	0,04

Данные, снятые с эмпирических кривых обеспеченностей, для каждого года отдельно и за весь период в целом помещены в табл. 3. Сопоставление этих данных с данными табл. 2 показывает, что средняя месячная продолжительность отдельных осадков в день с осадками почти в два раза меньше средней месячной суммарной продолжительности осадков в день с осадками. Эти данные наглядно иллюстрируют правильность



до 7,6 часа (1957 г.). При этом во все годы без исключения преобладают осадки продолжительностью 5 час. и менее. Вероятность таких осадков составляет почти 60% всех случаев, а в отдельные годы даже более 80% случаев (1949 г.). Данные, представленные в таком виде, могут служить надежной основой для долгосрочного прогноза осадков, а также могут быть использованы для грубой оценки состояния прозрачности атмосферы.

Для более точной оценки прозрачности атмосферы следует произвести раздельную обработку данных, помещенных в табл. 1, по видам осадков с учетом их интенсивности. Для этой цели рекомендуем пользоваться формой табл. 4. Предлагаемая форма выборки удобна в работе. С ее помощью можно быстро и надежно отобрать все случаи с осадками различных видов и интенсивностей. Заполнение таблицы целесообразно производить сразу, по мере появления тех или иных видов осадков. В качестве примера дана выборка за январь 1960 г. Точно таким же образом производится отбор данных и для других лет. Затем составляется сводная таблица по годам за весь имеющийся период наблюдений и дается средняя многолетняя характеристика (табл. 5).

Данные табл. 5 показывают, какие осадки выпадали в течение месяца и какова их суммарная продолжительность. В январе выделение интенсивных осадков наблюдается редко и их суммарная продолжительность невелика. Преобладают осадки слабой интенсивности, выпадающие в виде снега. На их долю приходится около 50% всех случаев. Осадки средней интенсивности этого же вида составляют 16%, а интенсивные — 0,3%. Другим наиболее часто встречающимся видом осадков является ливневый снег (15,1%). Реже осадки выпадают в виде дождя и мороси (8,7%), а также в виде мокрого снега (7,9%). Осадки в виде снежной крупы, снежных зерен, ледяной крупы и ледяного дождя выпадают не ежегодно. Их вклад ничтожно мал (0,8%).

Средняя многолетняя продолжительность осадков, выпадающих в виде слабого снега, в январе составляет 155,5 часа. В отдельные годы продолжительность осадков данного вида в зависимости от характера погодных процессов изменяется в широких пределах. Так, в январе 1953 г. продолжительность слабых осадков в виде снега была равна 270,2 часа, а в январе 1949 г. всего лишь 64,5 часа, т. е. в четыре раза меньше, чем в 1953 г. Точно такие же колебания претерпевает продолжительность осадков средней интенсивности. При средней многолетней продолжительности, равной 51,4 часа, продолжительность в отдельные годы изменяется от 87,7 часа (1959 г.) до 22,5 часа (1950, 1962 гг.).

Очень большие изменения в показаниях величин продолжительности отмечаются при выпадении ливневого снега. Здесь показания продолжительностей осадков отдельных лет могут различаться между собой в 24 и 140 раз. Осадки слабой интенсивности в 1950 г. продолжались 3,2 часа, а в 1962 г. — 77,7 часа при средней многолетней, равной 28,7 часа. Еще больший контраст наблюдался при осадках средней интенсивности. В 1963 г. продолжительность ливневого снега средней интенсивности была равна 70,2 часа, а в 1950 г. — 0,5 часа. Чтобы оценить вероятность таких значений, необходимо расположить наблюдаемые данные в убывающем порядке и вычислить для них процентные обеспеченности (табл. 6).

Данные, помещенные в табл. 6, показывают, как часто, т. е. с какой обеспеченностью, отмечаются в январе те или иные значения продолжительностей осадков в зависимости от их вида и интенсивности. Вероятность того, что продолжительность осадков в виде ливневого снега слабой интенсивности будет равна в январе 1 часу и более, составляет 90%,

Таблица 6

Обеспеченность суммарной продолжительности осадков (часы) по их видам и интенсивности за 1945, 1947—1963 гг., январь. Воейково

Вид осадков и их интенсивность	Средняя	Наибольшая	Обеспеченность, %											Наименьшая
			5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	95	
			✱°	155,5	270,2	268,0	260,0	238,0	212,0	177,0	133,0	111,0	101,0	
✱	51,4	87,7	86,0	74,0	70,0	63,0	57,5	52,0	45,5	34,5	32,2	24,0	22,5	22,5
☼°	28,7	77,7	77,0	73,0	59,0	42,0	30,0	21,2	13,0	7,7	4,0	1,0	0	0
☼	19,3	70,2	69,0	63,0	35,0	24,7	18,0	12,5	6,0	2,5	0	0	0	0
☼°	12,3	41,5	31,5	24,0	18,0	11,0	9,0	6,0	2,2	0	0	0	0	0
●°	11,8	39,2	38,7	31,0	22,0	16,0	12,5	10,0	7,0	4,0	0	0	0	0
●°	11,8	45,5	44,0	39,0	15,0	11,5	9,0	7,5	6,0	4,7	3	0	0	0
✱	10,7	34,7	33,0	26,5	20,5	16,7	13,0	8,7	3,0	1,0	0	0	0	0
●	5,3	20,7	20,0	15,5	9,5	7,0	6,0	4,5	0	0	0	0	0	0
☼°	2,7	12,7	12,0	10,5	6,0	3,5	1,0	0	0	0	0	0	0	0
●	2,4	10,2	10,0	7,7	4,7	3,5	2,5	1,0	0	0	0	0	0	0
☼	2,2	11,2	10,0	7,0	4,5	2,7	1,0	0	0	0	0	0	0	0
✱ <sup>2</sup>	1,0	8,0	7,0	4,5	1,5	0	0	0	0	0	0	0	0	0
△°	1,0	5,0	4,5	3,0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
✱	0,8	11,0	8,0	2,0	0,5	0,2	0	0	0	0	0	0	0	0
● <sup>2</sup>	0,7	12,7	10,0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
▽	0,6	9,5	7,0	2,0	0,5	0	0	0	0	0	0	0	0	0
△	0,3	3,7	3,0	1,0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
△	0,3	2,2	2,0	1,0	0,5	0	0	0	0	0	0	0	0	0
☼ <sup>2</sup>	0,2	2,2	2,0	1,0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
△	0,1	2,2	1,7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
✱ <sup>2</sup>	0,1	1,5	1,0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
△°	0,04	0,7	0,5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
▽ <sup>2</sup>	0,03	5,0	3,7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

а 77 часам и более — только 5%. Что касается продолжительности осадков средней интенсивности, то они в 20% случаев вовсе не наблюдаются. Вероятность этого вида осадков продолжительностью, равной 2,5 часа и более, составляет 70%, а 35 часам и более — 20% и т. д.

Располагая такими данными, можно дать детализированную оценку прозрачности атмосферы во времени, а следовательно, оценить эксплуатационные возможности каждого месяца в определенном пункте. Наличие таких сведений по большому числу пунктов, находящихся в различных климатических условиях, для всех месяцев года позволит в дальнейшем получить наглядное представление о состоянии прозрачности атмосферы и по территории.

Чтобы получить указанные характеристики, необходимо найти количественные оценки прозрачности атмосферы в зависимости от вида

выпадающих осадков и их интенсивности. Такие сведения могут быть получены путем сопоставления данных, полученных при обработке лент самописца М-37, с продолжительностью осадков, обработанных по форме табл. 1. К сожалению, в настоящее время нельзя произвести сопоставление данных ст. Воейково ввиду ненадежных наблюдений по самописцу М-37, который до сих пор не отрегулирован.

В пунктах, где имеются доброкачественные наблюдения по самописцу М-37, такая обработка крайне желательна, особенно в аэропортах.

Учитывая большую потребность в таких характеристиках, воспользуемся данными других авторов о влиянии снегопадов на видимость и покажем на конкретном примере, как может быть охарактеризована прозрачность атмосферы с помощью обработанных данных по продолжительности осадков.

Известно [1], что при сильных снегопадах видимость ухудшается до 200—1500 м, при умеренных — до 1—3 км и при слабых — до 3—4 км. Для того чтобы дать характеристику прозрачности атмосферы, необходимо данные табл. 6 представить в виде отношения продолжительности осадков к общему числу часов за месяц. Так как в сутках 24 часа, а в исследуемом месяце 31 день, то общее число за месяц будет равно 744. Разделив значения продолжительностей осадков для каждой градации обеспеченностей отдельно на 744 и умножив полученные величины на 100, получим характеристику прозрачности атмосферы, выраженную в процентах к общему числу часов за месяц. Такие расчеты даны для трех градаций интенсивности осадков, выпадающих в виде снега.

Таблица 7

Характеристика прозрачности атмосферы (%) в зависимости от интенсивности осадков, выпадающих в виде снега, по градациям обеспеченности (%), январь. Воейково

Вид осадков и их интенсивность	Видимость, км	Средняя	Наибольшая	Обеспеченность, %											Наименьшая
				5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	95	
				× <sup>0</sup>	3—4	20,9	36,5	36,0	35,0	32,0	28,9	23,8	17,9	14,9	
× <sup>1</sup>	1—3	7,0	11,8	11,6	9,9	9,4	8,5	7,9	7,1	6,1	4,6	4,5	3,2	1,2	1,2
× <sup>2</sup>	0,2—1,5	0,1	1,1	0,9	0,2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Суммарная ухудшенная видимость . . . . .		28,0	49,4	48,5	45,1	41,4	36,0	31,7	25,0	21,0	18,2	16,0	13,8	10,3	9,9

Анализ табл. 7 показывает, что в январе ухудшенная видимость до 3—4 км составляет в среднем многолетнем около 21% (20,9%), а в отдельные годы она колеблется от 8,7 до 36,5%. Эти изменения в показаниях прозрачности атмосферы находятся в тесной зависимости от продолжительности слабых осадков, выпадающих в виде снега. Вероятность того, что прозрачность атмосферы будет ухудшена за счет выпадения слабого снега на 9% и более, составляет 95% случаев, а вероятность ухудшенной видимости при тех же видах осадков на 36% и более составляет 5% случаев.

Ухудшенная видимость до 1—3 км наблюдается сравнительно редко. На ее долю в среднем многолетнем приходится 7% случаев. В отдельные

годы она может изменяться от 1 до 12%. Появление такой видимости обусловлено выпадением снега средней интенсивности. Ухудшенная видимость до 0,2—1,5 км наблюдается не ежегодно. В 80% случаев такая видимость отсутствует. В 10% случаев она составляет 0,2% и более при средней многолетней, равной 0,1%. И только в редкие годы видимость до 0,2—1,5 км может достигать 1% за месяц. Малый процент наиболее ухудшенного состояния прозрачности атмосферы объясняется тем, что в январе сильный снег выпадает крайне редко.

Таким образом, пользуясь данными табл. 6, можно дать суммарную характеристику прозрачности атмосферы в Воейково для января за весь имеющийся период наблюдений, хотя в качестве иллюстрации из этой таблицы были рассмотрены только три случая. Но для более детального изучения прозрачности атмосферы внутри месяца необходимо располагать обеспеченностями продолжительностей осадков в день с осадками, дифференцированных по их видам и интенсивностям. Такие данные представлены в табл. 8.

Для получения указанных характеристик исходят из табл. 4, где отдельно по годам имеется выборка осадков по их видам с учетом интенсивности. В обработку берутся только те виды осадков, для которых число случаев равно 15 и более. Отобранные случаи для каждого года и вида с учетом интенсивности располагаются в убывающем порядке. Затем вычисляются процентные обеспеченности и строятся эмпирические кривые распределения, с которых снимаются значения по установленным градациям.

Анализ табл. 8 показывает, что продолжительность отдельных осадков в день с осадками изменяется во времени в небольших пределах. Средняя месячная продолжительность осадков в день с осадками для снега средней интенсивности варьирует от 1,4 часа (1962 г.) до 4,6 часа (1960 г.). В отдельные дни изменения достигают значительно больших различий. Так, в 1959 г. в январе продолжительность осадков в некоторые дни составляла всего 0,2 часа, а в другие дни — 14,8 часа. Число дней с указанными продолжительностями невелико (менее 5%). Преобладают, как правило, осадки продолжительностью 3 часа и менее. Вероятность таких осадков обеспечивается на 60—70%. Аналогичная картина наблюдается и в распределении продолжительностей других видов осадков. Высокая природная обеспеченность этих явлений позволяет подвести научную основу для долгосрочного прогноза продолжительности осадков, а следовательно, и прозрачности атмосферы. Прозрачность атмосферы оценивается точно так же, как это было показано на материалах, приведенных в табл. 7.

Однако для эксплуатационных возможностей пунктов, особенно аэродромов, наряду с рассмотренными характеристиками важное значение приобретает исследование суточного хода изучаемых явлений. Эти сведения даны в табл. 9.

Для получения таких данных пользуются формой табл. 1, где для каждой четверти часа производится подсчет случаев с осадками. Затем для каждого часа определяется число случаев с осадками за весь период наблюдений, которые располагаются в убывающем порядке. Дальнейшая обработка производится тем же способом, как и в других ранее рассмотренных таблицах.

Анализ табл. 9 показывает, что в январе число дней с осадками, по наблюдениям на ст. Воейково, имеет четко выраженный суточный ход с максимумом в дневные часы (с 11 до 14 час.) и минимумом в ночные (с 2 до 5 час.).

В среднем многолетнем число дней с осадками в дневные часы

Таблица 8

Обеспеченность продолжительности отдельных осадков (часы) в день с осадками по их видам и интенсивности, январь. Воейково

Год	Вид осадков	Средняя	Наибольшая	Обеспеченность, %										Наименьшая	σ	C <sub>s</sub>	
				5	10	20	30	40	50	60	70	80	90				95
1945	*	3,0	8,0	7,7	6,2	4,2	3,5	2,9	2,5	2,0	1,5	0,5	0,5	0,2	0,2	2,4	1,4
1947		3,2	13,0	8,7	7,0	4,5	2,5	2,0	1,5	1,5	1,0	0,5	0,5	0,2	0,2	4,6	2,6
1948		4,5	13,5	13,5	12,0	9,0	7,0	5,0	3,0	1,5	1,0	1,0	0,5	0,5	0,5	4,5	2,2
1949		3,4	11,0	10,7	8,0	3,5	3,0	2,0	2,0	1,5	1,0	0,7	0,5	0,5	0,5	3,7	2,6
1950		1,9	6,0	5,9	5,8	4,5	3,0	2,0	1,3	1,0	0,5	0,5	0,5	0,2	0,2	2,0	2,1
1951		2,2	8,0	8,0	6,0	3,0	2,5	1,5	1,0	1,0	1,0	0,7	0,5	0,2	0,2	3,0	3,0
1952		3,3	11,8	11,5	8,0	4,5	3,0	2,0	1,8	1,5	1,0	0,5	0,2	0,2	0,2	4,1	2,5
1954		2,8	8,0	8,0	7,0	4,5	3,0	2,5	2,0	1,5	1,0	0,7	0,5	0,2	0,2	2,6	1,9
1955		2,3	5,7	5,5	4,5	3,7	3,0	2,5	2,0	1,5	1,0	1,0	0,5	0,2	0,2	1,7	1,1
1956		2,7	9,2	8,0	5,5	4,0	3,0	2,5	2,0	2,0	1,5	1,0	1,0	0,5	0,2	2,2	2,1
1958		3,2	10,2	9,8	9,5	6,5	4,5	3,0	2,0	1,5	1,0	0,7	0,5	0,5	0,5	3,3	2,5
1959		4,0	14,5	11,0	8,0	5,5	4,5	3,5	3,0	2,2	2,0	1,5	0,7	0,5	0,2	3,5	1,8
1960		4,6	13,2	13,0	11,5	8,7	6,5	4,5	3,5	2,0	1,7	1,2	1,0	0,5	0,5	4,1	1,7
1961		2,8	6,7	6,0	5,0	4,2	4,0	3,0	2,5	2,0	1,7	1,0	0,7	0,5	0,2	1,7	1,0
1962		1,4	4,5	4,2	3,7	3,0	1,7	1,5	1,0	1,0	0,7	0,5	0,2	0,2	0,2	1,4	2,1
1963		3,2	11,8	10,5	10,2	6,5	4,0	3,0	2,0	1,2	1,0	0,7	0,5	0,2	0,2	3,6	2,3
1945	* <sup>o</sup>	3,9	16,0	12,0	8,0	5,0	4,0	3,0	2,5	1,5	1,0	0,7	0,5	0,5	0,2	4,0	2,3
1947		3,7	12,5	11,0	7,0	6,0	5,0	3,5	2,5	2,0	1,5	1,0	0,5	0,5	0,2	3,7	2,2
1948		5,4	24,0	18,0	12,0	7,0	5,0	4,0	3,0	2,8	2,0	1,5	1,0	0,5	0,2	6,4	2,6
1949		2,3	10,2	5,5	4,0	3,0	2,5	2,0	2,0	1,5	1,0	0,5	0,5	0,2	0,2	1,7	1,1
1950		3,6	14,5	10,5	7,7	5,5	4,0	3,0	2,5	2,0	1,2	0,8	0,5	0,3	0,2	3,5	2,0
1951		3,9	17,2	13,0	10,5	7,0	4,0	3,0	2,5	2,0	1,5	1,0	0,5	0,5	0,2	4,3	2,1
1952		2,6	7,5	5,0	4,0	3,5	3,0	2,0	1,8	1,5	1,0	0,7	0,5	0,2	0,2	2,5	2,0
1953		4,1	23,5	17,0	12,0	8,0	5,5	4,0	3,0	2,0	1,5	1,0	0,5	0,2	0,2	6,0	2,4
1954		4,6	15,7	14,0	12,0	7,0	4,5	3,5	3,0	2,0	1,5	1,0	0,5	0,5	0,2	4,7	2,2
1955		3,2	14,0	9,0	7,0	5,0	3,8	3,0	2,5	1,7	1,2	1,0	0,5	0,2	0,2	2,6	1,7
1956		4,1	13,7	11,5	10,0	8,0	6,5	4,5	3,0	2,0	1,5	1,0	0,5	0,5	0,5	3,7	1,9
1957		3,4	14,0	9,0	7,0	5,0	4,0	3,0	2,5	2,0	1,5	1,0	0,8	0,5	0,2	3,0	1,9
1958		2,8	15,0	10,0	7,5	6,0	5,0	3,7	2,0	1,5	1,2	1,0	0,5	0,2	0,2	2,5	2,2
1959		2,9	15,0	8,5	5,7	3,5	3,0	2,2	2,0	1,7	1,0	0,7	0,5	0,2	0,2	2,8	2,0
1960		4,2	17,0	14,5	10,5	6,7	4,2	3,0	2,2	2,0	1,5	1,5	0,9	0,7	0,5	5,1	2,8
1961		2,8	11,0	9,0	8,0	5,0	3,5	2,5	1,7	1,0	1,0	0,5	0,5	0,2	0,2	3,1	2,4
1962		2,1	7,0	6,0	5,5	4,5	3,0	2,0	1,7	1,4	1,0	1,0	0,5	0,2	0,2	1,8	1,4
1963		4,6	14,0	12,0	10,2	8,0	5,5	4,0	3,5	2,7	2,0	1,5	1,0	0,7	0,7	3,8	1,8
1957	* <sup>o</sup>	1,8	6,5	6,0	2,0	1,0	1,0	0,7	0,5	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	2,1	2,6
1958		2,5	4,7	4,5	3,0	2,0	1,0	1,0	1,0	0,7	0,5	0,5	0,2	0,2	0,2	1,5	2,2
1959		1,4	5,2	5,0	4,5	1,7	1,2	0,7	0,7	0,5	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	1,8	3,0
1960		2,1	7,2	7,0	6,7	4,0	3,0	1,7	1,2	1,0	0,8	0,5	0,5	0,5	0,5	2,4	2,9
1961		2,1	9,5	6,0	4,5	3,7	2,8	2,0	1,5	1,0	1,0	0,7	0,5	0,2	0,2	2,0	1,9
1962		1,7	5,5	5,0	4,8	3,0	2,0	1,8	1,2	1,0	0,5	0,2	0,2	0,2	0,2	2,2	2,5
1963		2,9	8,5	8,2	8,0	4,0	3,0	2,0	2,0	1,5	1,5	1,2	0,7	0,5	0,5	2,7	2,2
1952	* <sup>o</sup>	2,5	8,2	6,0	5,0	3,7	3,0	2,8	1,8	1,5	1,0	0,7	0,5	0,2	0,2	2,0	2,2
1954		2,3	10,0	7,0	4,0	3,0	2,0	2,0	1,5	1,0	1,0	1,0	0,5	0,5	0,5	2,3	2,5
1957		1,1	2,8	2,5	2,0	1,7	1,5	1,0	1,0	0,5	0,5	0,5	0,2	0,2	0,2	0,7	1,1
1958		1,8	9,0	6,0	4,0	2,0	1,5	1,2	1,0	0,5	0,5	0,5	0,2	0,2	0,2	2,1	2,6
1959		1,5	5,0	4,5	3,0	2,0	1,5	1,0	1,0	0,7	0,5	0,2	0,2	0,2	0,2	1,5	2,2
1960		2,4	6,8	6,0	5,0	5,0	4,0	3,0	2,0	1,0	1,0	0,7	0,5	0,2	0,2	1,8	1,4
1962		2,0	11,5	6,5	5,7	4,5	2,5	1,8	1,2	1,0	0,5	0,2	0,2	0,2	0,2	2,2	2,5
1963		2,0	6,2	6,0	4,0	3,5	2,0	1,5	1,2	1,0	0,7	0,5	0,2	0,2	0,2	2,1	2,5
1959	* <sup>o</sup>	2,5	8,0	8,0	7,0	4,0	3,0	2,0	1,7	1,0	0,7	0,5	0,5	0,5	0,5	2,7	2,4
1962		2,3	7,2	7,0	6,0	2,5	2,0	1,7	1,5	1,5	1,2	0,7	0,2	0,2	0,2	2,4	2,2

Год	Вид осадков	Средняя	Наибольшая	Обеспеченность, %											Наименьшая	$\sigma$	$C_s$
				5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	95			
1957	*°	2,7	7,8	7,5	5,5	4,7	3,5	2,7	2,0	1,5	1,0	0,7	0,5	0,2	0,2	2,4	1,8
1959		2,2	5,0	4,8	4,5	3,0	3,0	2,0	2,0	1,7	1,0	0,5	0,5	0,5	0,5	1,4	1,1
1961		1,2	3,0	3,0	2,5	2,0	1,5	1,0	1,0	1,0	0,8	0,5	0,2	0,2	0,2	0,9	1,5
1962		1,9	4,5	4,2	4,0	3,0	2,5	1,8	1,7	1,5	1,0	0,5	0,2	0,2	0,2	1,2	0,9
1959	•°	3,0	8,2	8,0	7,5	5,0	3,7	2,0	1,7	1,0	0,7	0,7	0,5	0,2	0,2	3,1	3,5
1962		2,1	11,3	6,3	3,5	2,7	2,0	1,7	1,5	1,2	0,7	0,5	0,5	0,2	0,2	2,1	2,0

составляет 15—16, а в ночные 11—12 за месяц. В отдельные годы диапазон колебаний достигает значительно больших размеров. В 5% случаев число дней с осадками в ночные часы варьирует от 17—19 и более до 3—4 и менее, а в дневные — от 19—20 и более до 8—10 и менее за месяц.

Видно, что изменения числа дней по грациям обеспеченностей в суточном ходе носят устойчивый характер и могут быть с успехом использованы синоптиками-прогнозистами не только для прогноза числа дней с осадками, но и для характеристики горизонтальной прозрачности атмосферы при осадках.

#### Оценка точности средних величин

Среди метеорологов, особенно климатологов, укоренилось мнение, что для получения средней многолетней величины необходимо брать как можно больший ряд наблюдений. Иными словами, чем длиннее ряд наблюдений, тем надежнее среднее значение величины. Однако доказательства этому утверждению в литературе не приводится.

Из математической статистики известно, что устойчивость средних значений зависит от изменчивости ряда. Чем больше изменчивость, тем большее число измерений необходимо произвести, чтобы получить надежное значение величины. При этом число измерений, необходимое для получения надежной средней с заданной точностью, определяется по формуле

$$n = \frac{t_a^2 \sigma^2}{\Delta_a^2}, \quad (2)$$

где  $\Delta$  — заданная ошибка измерений;  $t$  — фиксированная величина, зависящая от строгости требований в отношении  $P_t$  (при  $t=1$  ошибка измерения обеспечивается на  $\alpha=0,67$ , при  $t=2$  на  $\alpha=0,95$  и при  $t=3$  на  $\alpha=0,99$ );  $\sigma$  — средняя квадратическая ошибка, которая определяется из результатов наблюдений.

Если положить ошибки визуальных наблюдений над продолжительностью осадков равными  $\pm 1/4$ ,  $\pm 1/2$  и  $\pm 1$  часу при различных фиксированных значениях  $t$ , тогда необходимое число измерений при соответствующих  $\sigma$  будет следующее (табл. 10).

Из табл. 10 видно, что число измерений находится в тесной зависимости от того, с какой точностью и обеспеченностью нужно охарактеризовать исследуемые величины. С увеличением визуальной ошибки (до  $\pm 1$  часа) меньшей обеспеченностью количество необходимых измерений резко сокращается. Например, при  $\sigma=5$  час.,  $\Delta=\pm 1/4$  час., обеспеченной

Обеспеченность числа дней с осадками по часам за период 1945, 1947—1963 гг., январь. Воейково

Часы	Средняя	Наиболь- шая	Обеспеченность, %												Намень- шая	σ	C <sub>s</sub>
			5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	95				
19	13,6	22,0	21,0	19,5	17,0	15,0	14,0	13,0	12,0	11,0	10,0	9,5	9,0	8,0	3,7	0,9	
20	13,4	20,0	19,5	18,5	17,0	15,0	14,0	13,0	12,0	11,0	10,0	9,5	8,0	7,0	3,5	0,5	
21	12,6	18,0	17,0	16,8	15,5	14,0	14,0	13,0	12,0	11,0	10,0	8,5	7,0	6,0	3,1	-0,7	
22	12,7	19,0	17,5	16,4	15,0	14,0	14,0	13,5	12,5	11,0	9,5	8,0	5,0	5,0	4,0	4,0	-1,3
23	13,0	20,0	19,0	17,0	16,0	15,0	15,0	14,0	13,0	12,0	8,0	5,5	4,5	4,0	4,6	4,0	-0,1
24	14,4	22,0	21,0	18,5	16,5	15,0	15,0	14,0	13,0	12,0	11,0	7,0	4,5	4,0	5,0	4,9	-0,4
1	13,7	20,0	19,0	16,5	15,0	14,0	14,0	13,0	12,0	11,0	10,0	5,0	4,0	3,0	4,6	4,7	-0,7
2	12,4	20,0	19,0	16,5	15,0	14,0	14,0	13,0	12,0	11,0	10,0	5,0	4,0	3,0	4,4	4,7	-0,9
3	11,8	19,0	17,5	16,5	15,5	14,0	13,5	12,5	11,5	10,0	8,0	5,0	3,0	2,0	4,4	4,4	-0,6
4	11,1	19,0	17,5	16,5	15,0	13,5	12,0	11,5	10,5	10,0	9,0	6,5	3,0	2,0	4,4	4,4	-1,1
5	11,7	18,0	17,0	16,5	15,0	14,0	13,8	12,5	11,0	10,0	8,0	5,0	3,0	2,0	4,1	4,1	-1,1
6	12,8	19,0	18,0	17,7	16,5	16,0	14,5	13,5	12,0	11,2	10,0	8,0	5,0	3,0	4,4	4,4	-1,1
7	13,7	19,0	18,0	17,5	16,5	16,4	14,5	13,5	12,0	11,5	10,0	7,5	5,0	4,0	4,4	4,4	-1,9
8	13,5	20,0	18,0	17,0	16,5	15,5	15,0	14,0	13,7	13,5	11,0	8,0	7,0	5,0	5,0	4,4	-1,9
9	14,4	20,0	18,8	18,0	17,0	16,3	15,5	15,0	14,0	13,0	11,5	9,0	8,0	7,0	3,4	3,4	-1,1
10	13,9	19,0	18,0	17,0	16,5	15,7	14,8	14,0	13,0	12,0	11,5	10,0	9,5	8,0	2,6	2,6	-0,02
11	14,6	20,0	20,0	18,5	17,3	16,5	15,8	14,0	14,5	13,0	11,5	10,0	9,0	8,0	3,7	3,7	-0,6
12	16,5	20,0	19,5	19,0	18,0	18,0	17,0	16,8	16,0	14,5	12,7	11,0	10,0	9,0	3,9	3,9	-0,4
13	14,8	20,0	19,0	18,0	16,8	16,0	15,8	15,0	14,0	13,4	12,0	11,0	10,0	9,0	2,8	2,8	-0,4
14	14,8	19,0	19,0	18,0	16,8	16,0	15,8	15,0	14,0	13,4	12,0	11,0	10,0	9,0	4,0	4,0	-0,4
15	13,5	20,0	19,0	18,0	16,0	15,0	14,5	14,0	13,0	12,0	11,0	8,5	6,5	6,0	3,9	3,9	-0,8
16	13,4	21,0	18,5	17,0	16,0	15,5	15,0	14,0	12,5	11,5	10,0	8,0	6,0	5,0	3,9	3,9	-1,0
17	13,5	19,0	18,0	17,7	16,5	16,0	15,0	14,0	13,0	11,8	10,0	9,0	7,0	6,0	3,4	3,4	-1,0
18	13,8	20,0	19,0	18,0	16,7	15,5	15,0	14,0	13,0	12,0	10,0	9,0	8,0	7,0	3,4	3,4	-0,3
19	13,6	22,0	21,0	19,5	17,0	15,0	14,0	13,0	12,0	11,0	10,0	9,5	9,0	8,0	3,7	3,7	0,9

Таблица 10

Необходимое число измерений при различных значениях  $\sigma$  и заданных ошибках, обеспеченных на 0,67; 0,95 и 0,99

$\pm \Delta$ час.	$\sigma$ час.							
	3	4	5	6	7	8	9	10
$\alpha=0,67$								
$1/4$	144	256	400	576	784	1024	1 296	1 600
$1/2$	36	64	100	144	196	256	324	400
1	9	16	25	36	49	64	81	100
$\alpha=0,95$								
$1/4$	576	1024	1600	2304	3136	4096	5 184	6 400
$1/2$	144	256	400	576	784	1024	1 296	1 600
1	36	64	100	144	196	256	324	400
$\alpha=0,99$								
$1/4$	1296	2304	3600	5184	7056	9216	11 664	14 400
$1/2$	324	576	900	1296	1764	2304	2 916	3 600
1	81	144	225	324	441	576	729	900

на 0,67, число необходимых измерений должно быть равно 400, а при обеспеченности этой же ошибки на 0,99 при том же значении  $\Delta$  увеличивается до 3600 измерений. Если же ограничиться точностью измерений  $\pm 1$  час при сохранении тех же условий, число измерений в зависимости от уровня обеспеченности будет изменяться от 25 до 225.

В наших исследованиях среднее квадратическое отклонение  $\sigma$ , как показывают таблицы, изменяется от 3 до 5 час. и лишь в отдельных случаях его величины достигают 8—9 час. Общее число измерений за весь период составляет 535. Таким образом, точность полученных в работе средних характеристик с ошибкой  $\pm 1$  час обеспечивается на 0,99. Ошибка в  $\pm 1$  час вполне приемлема для практических целей. Следовательно, период в 18 лет является достаточным для получения надежных средних величин.

Изучение продолжительности осадков позволяет сделать следующие выводы.

### Выводы

1. Обработанные данные за январь, по наблюдениям в Воейково, представленные в виде сводных таблиц по годам за весь доброкачественный период наблюдений, указывают на большую устойчивость полученных величин по градациям обеспеченностей и высокую их природную вероятность. Такие данные могут служить надежной основой для прогноза продолжительности осадков, а также продолжительности ухудшенной видимости при осадках.

2. Для прогноза горизонтальной прозрачности атмосферы необходимо точно таким же образом обработать наблюдения над продолжительностью метелей, туманов, пыльных бурь и мглы. При этом обработка должна быть произведена для каждого месяца и года отдельно и не по одному пункту, а по большому числу станций, находящихся в различных географических ландшафтах.

3. На основании материалов, представленных в рекомендованном виде, в дальнейшем могут быть построены карты различной обеспечен-

ности явлений, которые представляют практический интерес для многих отраслей народного хозяйства.

4. Для получения надежных средних величин, как показало исследование, достаточно располагать рядом наблюдений, охватывающим период в 15—20 лет.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бачурина А. А. Исследование горизонтальной видимости у поверхности земли при метелях. Труды ЦИП, вып. 77, 1958.
2. Бартишвили И. Т. Метеорологическая дальность видимости в зоне дождя. Труды ТбилНИГМИ, вып. 5, 1959.
3. Гавриленко Н. М. Видимость при снегопадах и особенности ее прогноза. Труды УкрНИГМИ, вып. 12, 1958.
4. Петренко В. К., Дешура В. П. Условия ухудшения горизонтальной видимости при снегопадах и метелях в аэропорту Николаевск-на-Амуре. Труды ДВНИГМИ, вып. 5, 1959.
5. Полякова Е. А. Исследования метеорологической дальности видимости в дождях. Труды ГГО, вып. 100, 1960.
6. Полякова Е. А. и Третьяков В. Д. Исследование метеорологической дальности видимости при снегопадах. Труды ГГО, вып. 100, 1960.
7. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам, вып. 3, ч. I. Гидрометеоздат, Л., 1958.

## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЯРКОСТИ НОЧНОГО НЕБА В СПЕКТРАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ 0,3—1,2 мк

Получено распределение яркости для безоблачного ночного неба и при сплошной облачности ночного неба в спектральной области 0,3—1,2 мк; определена корреляционная зависимость между освещенностью горизонтальной поверхности и яркостью ночного неба в зените.

Для осуществления многих практических задач метеорологии, светотехники, телевидения и т. д. необходимо знать распределение яркости по ночному небосводу в спектральной области 0,3—1,2 мк (спектральная чувствительность кислородно-цезиевого фотокатода) при погружении солнца под горизонт  $\geq 16^\circ$ .

Экспериментальные исследования до настоящего времени, как правило, сводились к измерению яркости неба в зените и у горизонта в спектральной области чувствительности глаза (0,4—0,8 мк).

Так, в работе К. Буллрих [1] указывается, что яркость ночного безоблачного неба у горизонта на 20 % меньше яркости ночного неба в зените, хотя теория дает обратное. В работе О. Д. Бартеновой и А. Н. Бояровой [2] находим, что яркость ночного безоблачного неба у горизонта на 20 % больше, чем в зените.

Теоретические расчеты распределения яркости по ночному небосводу можно выполнить, используя метод, разработанный для дневного неба в трудах К. С. Шифрина и И. Н. Минина [3, 4], К. С. Шифрина и Н. П. Пятовской [5], где нужно заменить солнечный поток лунным. В основу этих работ положен приближенный метод решения задач многократного рассеяния, предложенный В. В. Соболевым [6].

В случае ночного безоблачного неба или при сплошной облачности, когда луна отсутствует, также справедлива методика, предложенная в работе [4]; однако здесь освещенность, создаваемая луной, заменяется плотностью потока излучения ночного неба, которая должна быть измерена. А. У. Гарисон и Ф. Джонс [7] разработали методику расчета интенсивности отдельных эмиссионных полос, однако ее невозможно применить для спектральной области чувствительности глаза или какого-либо другого приемника лучистой энергии, так как излучение ночного неба состоит из отдельных линий и полос, наложенных на непрерывный спектр. Кроме того, рассчитанные этими двумя авторами значения интенсивности значительно отличаются от экспериментальных.

Для того, чтобы рассчитать яркость неба в заданном направлении, необходимо определить оптические характеристики атмосферы: плотность потока излучения ночного неба, индикатрисы рассеяния и оптическую толщину всего слоя атмосферы в вертикальном направлении. Сравнительно легко можно измерить освещенность в спектральной области 0,3—1,2 мк, индикатрисы рассеяния в настоящее время получены для спек-

тральной области чувствительности глаза, оптическая толщина всего слоя атмосферы может быть непосредственно измерена только при наличии луны. Таким образом, вычислить яркость ночного неба в спектральной области 0,3—1,2 мк не представляется возможным. Поэтому на основе статистических наблюдений, проведенных в различных метеорологических условиях, целесообразно установить эмпирическую зависимость между изменением яркости ночного неба в зените и яркостью ночного неба под различными углами относительно горизонта в спектральной области 0,3—1,2 мк. Поскольку освещенность измерять значительно легче, чем яркость, удобно найти корреляционную зависимость между яркостью ночного неба в зените и освещенностью горизонтальной поверхности.

В зимне-весенний период на побережье Балтийского моря производились измерения яркости ночного неба в спектральной области 0,3—1,2 мк при погружении солнца под горизонт  $\geq 16^\circ$ . Яркость неба измерялась в зените и под углами места к горизонту 10, 40 и  $60^\circ$  в морском секторе в азимутальных направлениях 190, 270 и  $350^\circ$  от направления на истинный север. Кроме того, в начале и конце каждого цикла измерялась освещенность горизонтальной поверхности. Яркость ночного неба и освещенность измерялись фотометром ФЭН-1. Фотометр был установлен примерно в 200 м от уреза воды на высоте 37 м над уровнем моря. При измерении яркости поле зрения фотометра  $3^\circ$ , при измерении освещенности поле зрения  $23^\circ$ . Шкалы фотометра отградуированы в эквивалентных апостильбах и люксах. Под эквивалентной освещенностью от излучения произвольного состава понимается такая фотометрическая освещенность от источника типа А, которая вызывает такой же фототок, что и измеряемое излучение. Фотометр позволяет измерять освещенности от  $10^{-4}$  до 10 эквивалентных люксов и яркость от  $10^{-4}$  до 10 эквивалентных апостильбов с ошибкой  $\pm 10\%$ .

Результаты наблюдений показали, что яркости ночного неба в спектральной области 0,3—1,2 мк, измеренные в различных азимутальных направлениях с одинаковым углом места, могут отличаться друг от друга на 20—30% за счет колебаний прозрачности атмосферы и вида облачности. Эти колебания яркости были получены при сплошной облачности и чистом небе, когда влиянием луны можно пренебречь. Изменение яркости излучения ночного неба носит стохастический характер.

Для двух случаев — безоблачное небо, луны нет, или ее влиянием можно пренебречь и при сплошной облачности — можно найти эмпирические зависимости распределения яркости по ночному небосводу в спектральной области 0,3—1,2 мк. Оба эти случая дадут верхний и нижний пределы распределения яркости по небу при погружении солнца под горизонт  $\geq 16^\circ$ .

Когда небосвод частично закрыт облаками, распределение яркости по небу будет зависеть от степени покрытия неба облаками, а также от их расположения, вида и высоты. Однако все эти факторы учесть не представляется возможным, поэтому распределение яркости по небу, частично закрытому облаками, будет случайным, т. е. при одном и том же количестве облаков в одном случае наиболее темным может оказаться небо у горизонта, в другом — в зените. При сплошной облачности абсолютные значения яркости ночного неба в одних и тех же условиях наблюдения в зависимости от формы и высоты облаков могут изменяться от  $10^{-4}$  до  $10^{-3}$  эквивалентных апостильбов.

Чтобы найти зависимость распределения яркости по ночному небосводу от угла места относительно горизонта, нами построена эмпирическая линия регрессии отношений яркости неба под углами места к го-

ризонту  $\varphi$ , равными 10, 40 и 60°, к яркости неба в зените. Методом равномерного приближения к линии регрессии найдены эмпирические зависимости.

1. Для безоблачного неба на основе 52 циклов наблюдений получено

$$B_{\varphi} = B_{90^{\circ}} (e^{0,93 \cos^2 \varphi} \pm \Delta). \quad (1)$$

Погрешности  $\Delta$  определялись для  $\frac{B_{\varphi}}{B_{90^{\circ}}} = e^{0,93 \cos^2 \varphi}$  с вероятностью 0,99 по таблице Стюдента—Фишера [8] для углов места относительно горизонта  $\varphi$ , равных 10, 40 и 60°. Они оказались равными соответственно 0,187, 0,124 и 0,085.

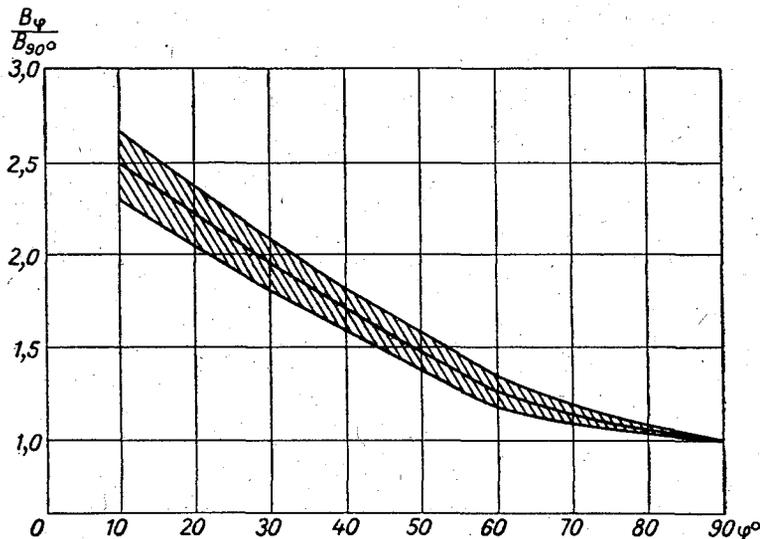


Рис. 1. Угловое распределение яркости по безоблачному ночному небосводу.

Заштрихован предел изменения яркости с вероятностью 0,99.

Зависимость  $\frac{B_{\varphi}}{B_{90^{\circ}}} = e^{0,93 \cos^2 \varphi}$  и погрешности, рассчитанные с вероятностью 0,99, приводятся на рис. 1 (средняя линия —  $\frac{B_{\varphi}}{B_{90^{\circ}}} = e^{0,93 \cos^2 \varphi}$ , боковые линии —  $\frac{B_{\varphi}}{B_{90^{\circ}}} = e^{0,93 \cos^2 \varphi} \pm \Delta$ ).

2. При сплошной облачности на основе 30 циклов наблюдений получено

$$B_{\varphi} = B_{90^{\circ}} (e^{-\cos^2 \varphi} \pm \Delta). \quad (2)$$

С вероятностью 0,99 [8] определялись погрешности для  $\frac{B_{\varphi}}{B_{90^{\circ}}} = e^{-\cos^2 \varphi}$ , которые оказались равными: для  $\varphi = 10^{\circ}$  0,069, для  $\varphi = 40^{\circ}$  0,082 и для  $\varphi = 60^{\circ}$  0,065.

Зависимость  $\frac{B_{\varphi}}{B_{90^{\circ}}} = e^{-\cos^2 \varphi}$  и погрешности, рассчитанные с вероятностью 0,99, приводятся на рис. 2 (средняя линия —  $\frac{B_{\varphi}}{B_{90^{\circ}}} = e^{-\cos^2 \varphi}$ , боковые линии —  $\frac{B_{\varphi}}{B_{90^{\circ}}} = e^{-\cos^2 \varphi} \pm \Delta$ ).

Яркость безоблачного неба в спектральной области 0,3—1,2 мк у горизонта всегда в 2—2,5 раза больше яркости неба в зените. Это объясняется различной толщиной рассеивающего воздушного слоя. При сплошной облачности яркость ночного неба в зените в 2—2,5 раза больше яркости неба у горизонта.

Необходимо отметить, что наши данные об угловом распределении яркости ночного неба в спектральной области 0,3—1,2 мк не совпадают с данными [2] для безоблачного ночного неба, что, по-видимому, можно объяснить условиями наблюдения. Кроме того, полученная нами зависимость углового распределения яркости ночного неба над морем при

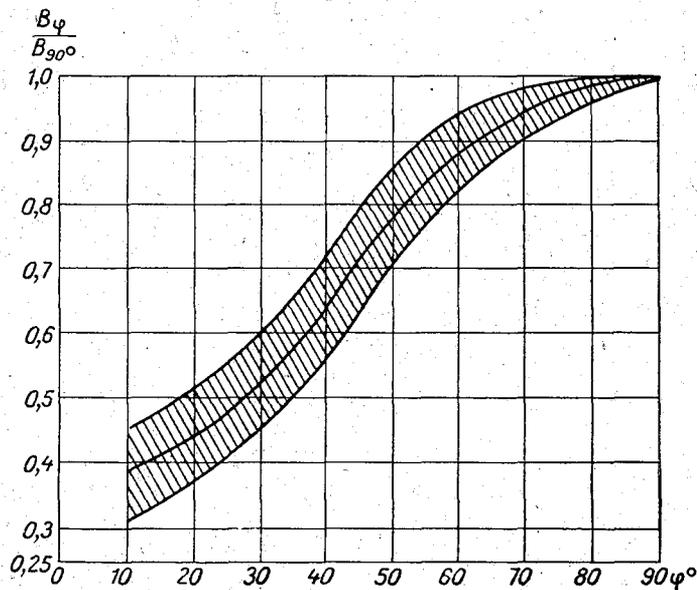


Рис. 2. Угловое распределение яркости по ночному небосводу при сплошной облачности.

Заштрихован предел изменения яркости с вероятностью 0,99.

сплошной облачности имеет хорошее совпадение с теоретическими расчетами [4] для дневных условий в спектральной области чувствительности глаза при альбедо 0,1, которое соответствует альбедо моря, по данным работы Н. Е. Тер-Маркарянц [9] и экспериментальным данным [2], для облачного ночного неба.

На основании фотометрического соотношения между яркостью и освещенностью можно предположить, что корреляционная зависимость между освещенностью горизонтальной поверхности и яркостью неба в зените будет иметь вид

$$y = 10^b x^a. \quad (3)$$

По методу наименьших квадратов [10] определяем значения параметров  $a$  и  $b$  уравнения регрессии (3).

Полученная корреляционная зависимость между освещенностью горизонтальной поверхности и яркостью неба в зените из 160 циклов наблюдений будет

$$E = 0,81 B_{90^\circ}^{0,58}. \quad (4)$$

Коэффициент корреляции между  $\lg E$  и  $\lg B_{90^\circ}$  равен  $0,95 \pm 0,008$ ; корреляционное отношение 0,89.

Корреляционная зависимость (4) справедлива для освещенностей  $10^{-4}$ — $10^{-1}$  эквивалентных люксов и яркостей  $10^{-4}$ — $10^{-1}$  эквивалентных апостильбов при измерении освещенности люксметром (фотометром), имеющим поле зрения  $20$ — $25^\circ$ .

Как указывалось выше, нас интересует эмпирическая зависимость, позволяющая через освещенность горизонтальной поверхности определять яркость ночного неба в зените. Формулу (4) преобразуем к виду

$$B_{90^\circ} = 1,24E^{1,02}. \quad (5)$$

Таким образом, формулы (1) и (2) с учетом выражения (5) соответственно примут вид:

$$B_\varphi = 1,24E^{1,02} (e^{0,93\cos^2\varphi} \pm \Delta), \quad (6)$$

$$B_\varphi = 1,24E^{1,02} (e^{-\cos^2\varphi} \pm \Delta). \quad (7)$$

Итак, полученные эмпирические зависимости (6) и (7) позволяют определить угловое распределение яркости по ночному небосводу измерением только освещенности горизонтальной поверхности.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Bullrich K. Die Leuchtdichte des Himmels und die Globalbeleuchtungsstärke während der Dämmerung und in der Nacht. Berichte des Deutschen Wetterdienstes in der US—Zone, Nr 4, Kissingen, 1948.
2. Бартенева О. Д. и Боярова А. Н. Яркость сумеречного и ночного неба. Труды ГГО, вып. 100, 1960.
3. Шифрин К. С. и Минин И. Н. К теории негоризонтальной видимости. Труды ГГО, вып. 68, 1957.
4. Шифрин К. С. и Минин И. Н. Негоризонтальная видимость при сплошной облачности. Изв. АН СССР, сер. геофиз., вып. 1, 1959.
5. Шифрин К. С. и Пятовская Н. П. Таблицы наклонной дальности видимости и яркости дневного неба. Гидрометеоздат, 1959.
6. Соболев В. В. О рассеянии света в атмосферах земли и планет. Уч. зап. ЛГУ, сер. матем., выш. 18, 1949.
7. Harrison A. W. and Jones V. Measurements of the absolute intensity of the aurora and night airglow in the  $0,9$ — $2,0 \mu$  region, Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics, vol. 11, 1957.
8. Романовский В. И. Основные задачи теории ошибок. Гостехиздат, М., 1947.
9. Тер-Маркарянц Н. Е. О средних дневных величинах альbedo моря. Труды ГГО, вып. 100, 1960.
10. Линник Ю. В. Метод наименьших квадратов и основы теории обработки наблюдений. Физматгиз, М., 1958.

## НОРМАЛЬНЫЕ И АНОМАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ МУТНОСТИ АТМОСФЕРЫ

Сопоставляются данные о нормальных и аномальных изменениях мутности атмосферы и выясняются условия, необходимые для надежной оценки возмущений и векового хода мутности.

Чтобы оценить диапазон изменения мутности атмосферы в зависимости от географического положения пунктов, сравним рис. 1 и 2. На

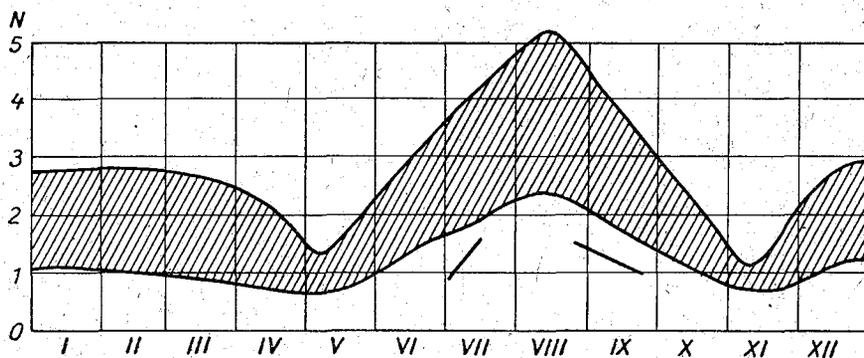


Рис. 1. Годовой ход  $N$  в Леопольдвиле (Конго).

рис. 1 дается годовой ход числа  $N$ , по данным наблюдений в Леопольдвиле ( $4^\circ$  ю. ш.), расположенном в области влажных тропических лесов и саванн. Для построения графика использованы данные за 1954 г., опубликованные в [3]. Заштрихованной полосой на этом графике, как и на следующих, выделена область преимущественно наблюдавшихся значений  $N$ . Внутри заштрихованной полосы точки, соответствующие отдельным измерениям, располагались более или менее равномерно. Две черты ниже основной полосы указывают границы изредка наблюдавшихся значений  $N$ . Мутность атмосферы в рассматриваемом пункте почти весь год очень велика (средние  $N$ , за исключением немногих месяцев, порядка 2—3) и колеблется в очень широких пределах, преимущественно на высоком уровне.

Совершенно другой вид имеет график на рис. 2а, построенный по данным наблюдений на о. Уединения в 1940—1950 гг. (со значительными пропусками) [1]. Здесь мутность атмосферы мала (среднее значение  $N$  порядка 0,6) и не имеет заметного годового хода, по крайней мере для

охватываемого наблюдениями периода (март—сентябрь); отдельные значения  $N$  колеблются в достаточно узких границах. В течение суток  $N$  также мало изменяется, как показывает график рис. 2 б, для построения которого использовано несколько серий круглосуточных наблюдений во время полярного дня.

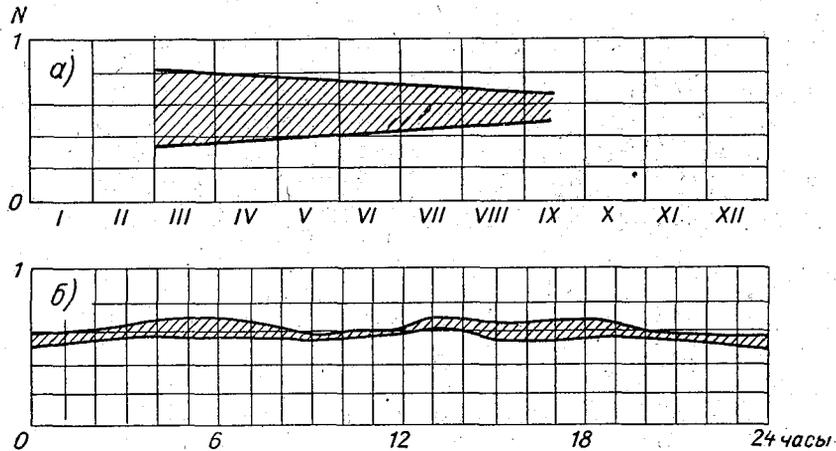


Рис. 2. Годовой и суточный ход  $N$  на о. Уединения.

Однако не следует думать, что такие низкие средние значения  $N$  свойственны только полярным районам. В засушливых районах низких широт в отдельные сезоны мутность атмосферы уменьшается примерно до тех же значений, что и в Полярном бассейне. Например, на рис. 3 пред-

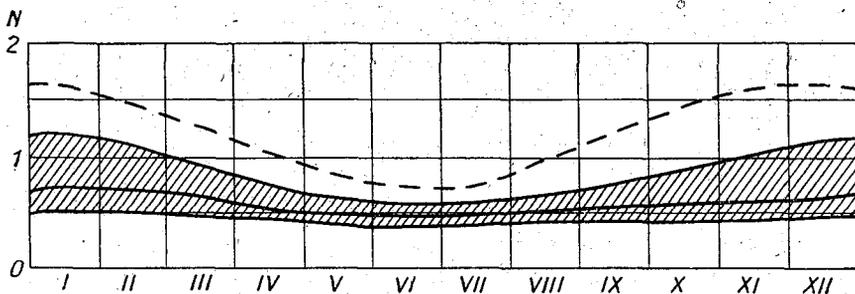


Рис. 3. Годовой ход  $N$  на горе Стромло (Австралия).

Пунктирная кривая ограничивает область изредка встречающихся отдельных значений  $N$ .

ставлен годовой ход  $N$  по данным наблюдений, проведенных в 1927—1929 гг. на невысокой горе Стромло ( $35^\circ$  ю. ш., высота 770 м) в Австралии около Канберры [4], где в зимние месяцы (май—август) средние значения  $N$  порядка 0,5. Низкие средние значения  $N$  получаются и по наблюдениям на горе Бруккарроз [5] в Южной Африке ( $26^\circ$  ю. ш., высота 1560 м над уровнем моря и всего около 600 м над окружающей местностью). Здесь средняя годовая температура около  $20^\circ$ , но осадки выпадают очень неравномерно; на сухой сезон (май—октябрь) приходится незначительная доля общей годовой суммы. В июле во многих местах этого района осадки выпадают один раз в пять лет и часто регистрируются значения относительной влажности воздуха ниже 10%. Необходимо добавить, что все указываемые здесь значения  $N$  не приведены к уровню

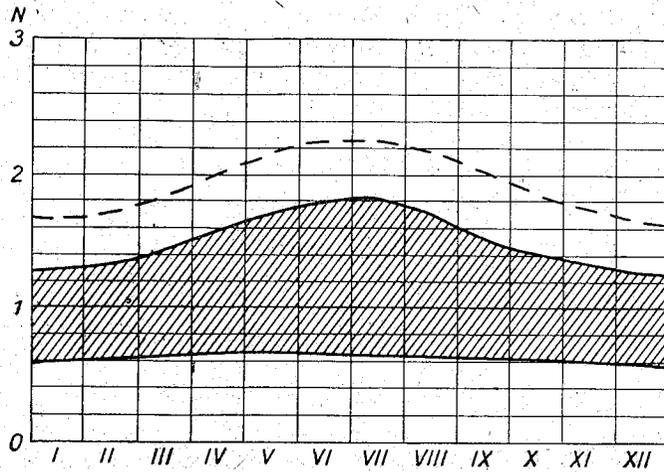


Рис. 4. Годовой ход  $N$  в Лиссабоне.

Пунктирная кривая ограничивает отдельные, изредка встречающиеся значения  $N$ .

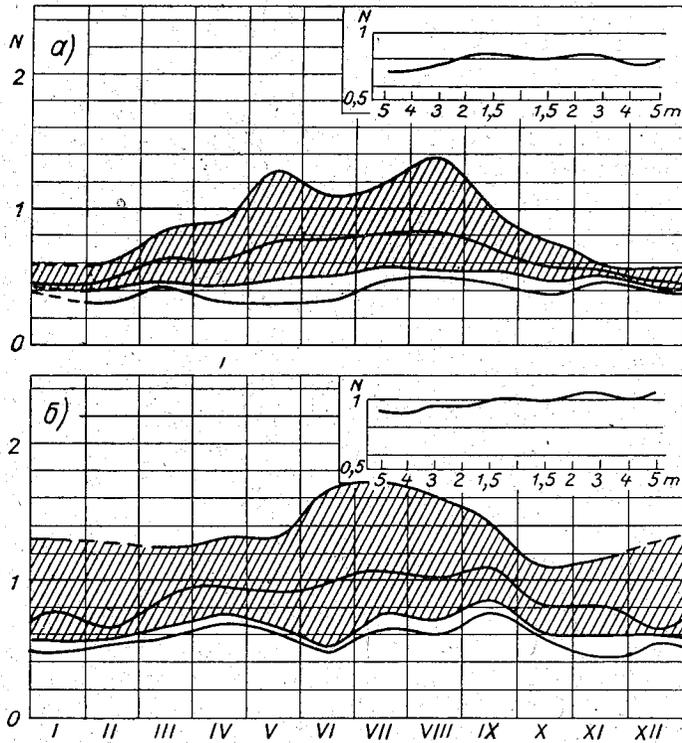


Рис. 5. Годовой и суточный ход  $N$  (в зависимости от массы) в Павловске (а) и Ростове-на-Дону (б).

Кривая внутри заштрихованной полосы показывает ход средних значений  $N$ .

моря; из-за относительно небольшой высоты упомянутых горных пунктов приведение к уровню моря должно увеличить значения  $N$  примерно на 10%, не влияя существенно на порядок сравниваемых величин.

Пример годового хода  $N$  в Лиссабоне (39° с. ш.) дается на рис. 4. Значения  $N$  в течение всего года колеблются в довольно широких пределах около средней величины порядка единицы при заметном повышении в летнее время. Исходные данные измерений относятся к 1956—1957 гг. (с отдельными пропусками) и взяты из бюллетеня [6].

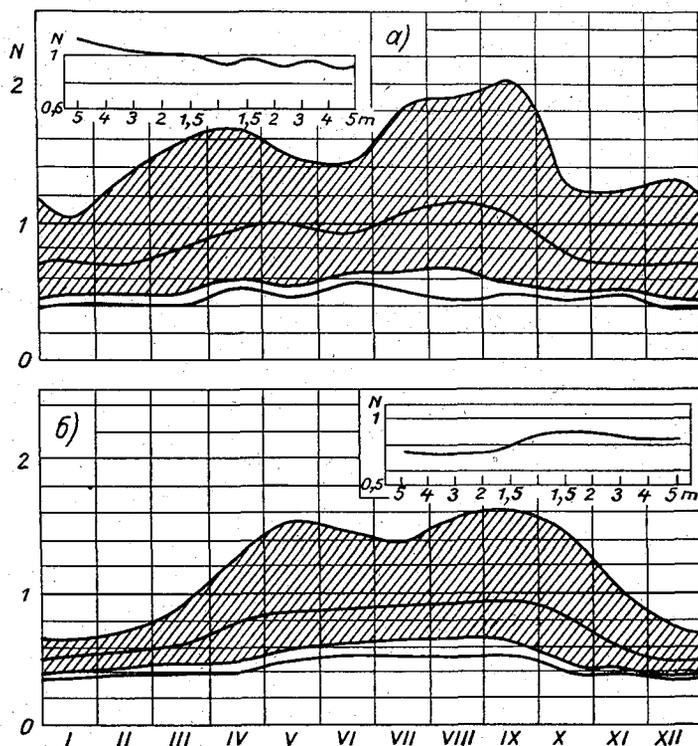


Рис. 6. Годовой и суточный ход  $N$  и в Тбилиси (а) и Самарканде (б).

Результаты обработки наблюдений ряда станций Советского Союза (за 1938—1940 гг.) приводятся частично на рис. 5 и 6. В теплое время года средние месячные значения  $N$  достигают величины порядка единицы, зимой опускаются до 0,5—0,7. Неосредненные значения  $N$  изменяются летом в пределах большого интервала, заполняя на графиках полосу, ширина которой ( $\Delta N$ ) около единицы. Наблюдается довольно значительный суточный ход мутности атмосферы, характеризуемый обычно ростом  $N$  в предполуденные часы и более медленным спадом к вечеру (за исключением Тбилиси, где наибольшие значения  $N$  наблюдаются утром и в течение дня величина  $N$  уменьшается). Данные по суточному ходу получены путем осреднения результатов обработки наблюдений, сделанных при различных массах (в истинный полдень) в летнее время; захвачены также соседние месяцы, когда высоты солнца достаточно велики и нет пропусков для массы 1,5.

Вместе с рассмотренными выше обычными колебаниями мутности

атмосферы большой интерес вызывают аномальные изменения, вызываемые сильными извержениями вулканов и обширными лесными пожарами. На основании изложенных выше данных, можно прежде всего оценить, какие аномальные изменения мутности могут быть легко обнаружены и в каких случаях их обнаружить очень трудно. В летнее время для большинства станций, расположенных в умеренных широтах, при средней

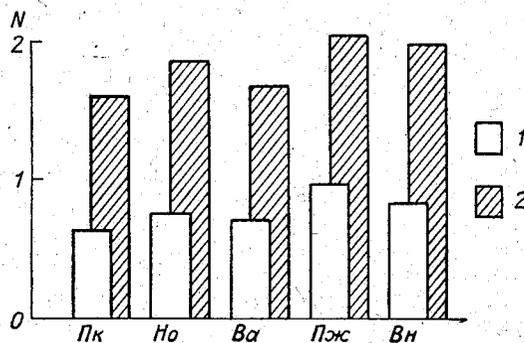


Рис. 7а. Сравнение минимальных значений  $N$  за август 1911 г. (1) и август 1912 г. (2). Пк — Павловск, Но — Нижний Ольшедаев, Ва — Варшава, Пж — Париж, Вн — Вашингтон.

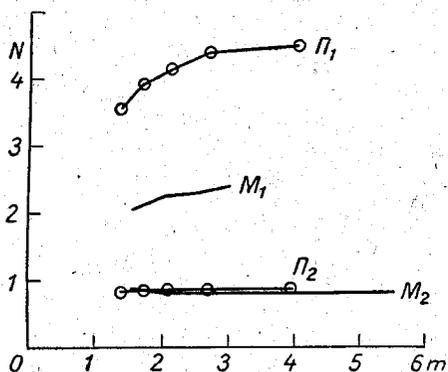


Рис. 7б. Значения  $N$  5 августа 1912 г. при различных массах  $m$  в Павловске (П) и на горе Погоды ( $M_1$ ), а также обычные значения для этой же даты ( $P_2$  и  $M_2$ ).

мутности атмосферы ( $N$  порядка единицы) разница между величинами  $N$  в отдельные дни также достигает значений около единицы. Поэтому аномальное возмущение, вызвавшее увеличение  $N$  на единицу (что следует считать большой величиной), продолжительностью только один-два дня может остаться незамеченным на фоне обычных колебаний. Так, например, при больших лесных пожарах в Канаде осенью 1952 г. дым был сравнительно быстро вынесен в Атлантический океан и в Европу, вследствие чего оценка интенсивности возмущения по данным нескольких американских станций, характеризующих преимущественно периферию облака дыма, довольно затруднительна. В Европе дым вызвал повышение  $N$  до 2—3 в течение нескольких дней при максимальной величине  $N$  около 7 (по наблюдениям Обсерватории Гота, ГДР). Особое внимание привлекли в это время оптические эффекты («голубое Солнце»), наблюдавшиеся в ряде пунктов. С другой стороны, аномальное возмущение, продолжающееся в течение одного или нескольких месяцев,

при повышении  $N$  на единицу не может остаться незамеченным. В частности, сразу же привлекло внимание очень сильное и продолжительное возмущение, вызванное извержением вулкана Катмай на Аляске в 1912 г. На рис. 7а представлены минимальные месячные значения  $N$  для августа 1911 и 1912 гг., по наблюдениям нескольких действовавших тогда обсерваторий; во всех пунктах отмечено увеличение  $N$  приблизительно на единицу. В качестве дополнительного примера на рис. 7б даны результаты обработки наблюдений за один и тот же день (5 августа 1912 г.), сделанных в Павловске и на горе Погоды (высота 526 м) в Америке. По сравнению с обычными значениями,  $N$  было повышено в Павловске примерно на 3,5, а на горе Погоды примерно на 1,5.

На рис. 8 дается ход значений  $N$  за ряд лет, по наблюдениям в Варшаве [7], [8]. Высокий уровень средних значений (около 1,5) связан с тем,

что наблюдения производились в центре города. В течение рассматриваемого периода (1901—1918 гг.) резко выделяются годы 1903, 1912 и 1915. Увеличение мутности атмосферы в 1903 г. связано с извержением вулканов Пеле (Мартиника), Санта-Мария (Гватемала) и Колима (Мексика). На возмущении 1912 г. мы уже останавливались; отметим, что в Варшаве, как видно из графика, во время этого возмущения средняя величина  $N$  увеличилась примерно на единицу. Аномальное увеличение мутности атмосферы, отмеченное в 1915 г., носит особый, местный характер, в отличие от 1903 и 1912 гг., когда в течение ряда месяцев минимальные значения  $N$  были резко повышены. В 1915 г. более или менее регулярно встречались дни с нормальной для данного пункта мутностью.

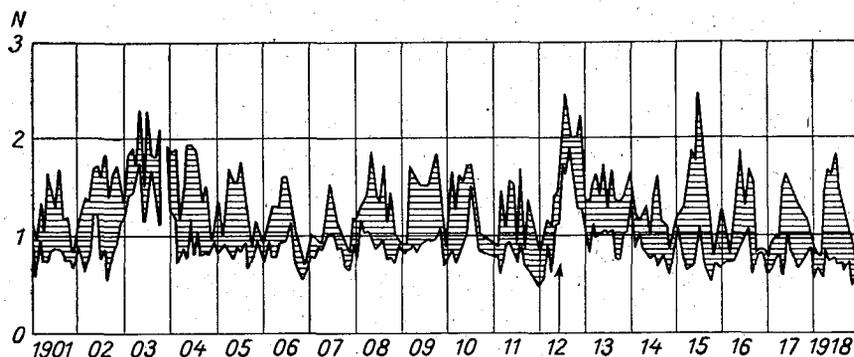


Рис. 8. Многолетние изменения  $N$  по наблюдениям в Варшаве.

Для исследования аномальных изменений мутности атмосферы чрезвычайно важно пользоваться вполне определенной характеристикой, используя полностью данные наблюдений. Достаточно надежные регулярные измерения были начаты в отдельных пунктах еще около 1900 г. и время от времени обрабатывались данные за довольно длительные периоды, однако количественная увязка их чрезвычайно затруднительна. Для пункта с небольшой мутностью атмосферы (гора Стромло, Австралия) изменение средних месячных значений  $N$  в течение 13 лет представлено на рис. 9 а. За весь этот период не было значительных аномалий; только при внимательном рассмотрении графика можно заметить повышение значений  $N$  в 1932 г. примерно на 0,1, связанное с извержением вулкана в Андах и несколько раньше — с местными причинами (напомним, что после извержения вулкана Катмай  $N$  увеличилось на единицу). За время с 1939 по 1952 г., по данным американских станций [9], прозрачность атмосферы была самой низкой в 1942 г., но сделать какие-нибудь количественные сопоставления и дать оценки нельзя, так как ход прозрачности характеризуется процентным отклонением некоторых средних значений потока прямой солнечной радиации  $S$  от каких-то нормальных значений (рис. 9, б). Изменение коэффициента прозрачности, по данным Н. Н. Калитина для Павловска за предшествующий период. (1906—1927 гг.), показано на рис. 9 в; его можно также только качественно сопоставить с другими графиками, отметив, например, что с 1921 по 1927 г. прозрачность изменялась сравнительно мало. В своей книге [2] Калитин указывает, что после аномалии, вызванной извержением вулкана Катмай, в течение довольно длительного времени больших колебаний прозрачности атмосферы не было. Конечно, естественно объяснить это ослаблением вулканической деятельности. С другой стороны, можно привести такой пример: в литературе указывалось, что извержение вулкана

Безымянный 30 марта 1956 г. сравнимо по силе с извержением вулкана Катмай, однако после извержения 1956 г. не было отмечено такого увеличения мутности атмосферы, как в 1912 г. Отсюда возникает вопрос: только ли вулканическая деятельность определяет интенсивность данной аномалии или это зависит также от состояния более высоких слоев атмосферы, куда выбрасывается вулканический пепел? Частный вопрос

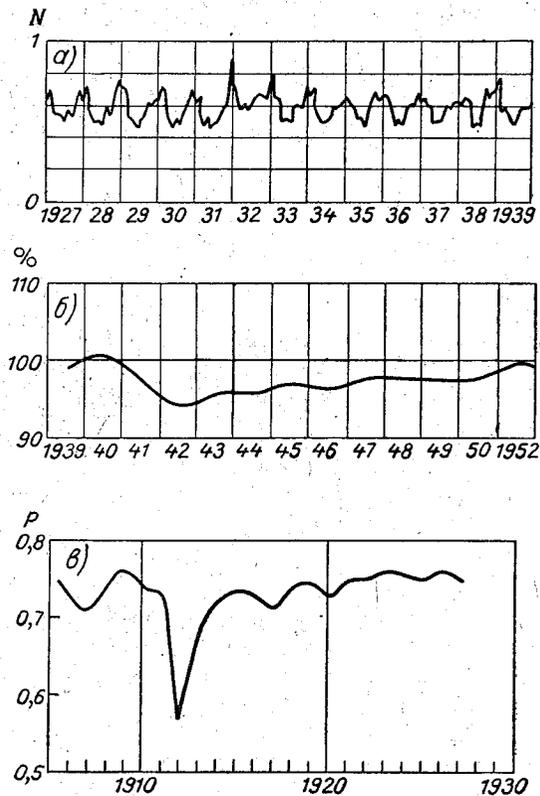


Рис. 9. Ход средних месячных значений  $N$  на г. Стромло (Австралия) за 1927—1939 гг. (а); отношений средних потоков прямой радиации, наблюдавшихся в отдельные годы на американских станциях, к многолетней средней (б); средних значений коэффициента прозрачности  $p$  по наблюдениям в Павловске (в):

о влиянии космической пыли на ослабление солнечной радиации тоже еще ждет окончательного решения. В настоящее время можно попытаться проверить выводы Дорно и Калитина, используя ионосферные измерения, хотя в последнем случае предполагаемый эффект должен быть значительно слабее (в четыре раза). На основании обработки данных ионосферных измерений за 10 лет в Ватероу (Австралия) ожидаемого изменения не было обнаружено.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Труды ААНИИ, т. 221, вып. 7, Л., 1958.
2. К а л и т и н Н. Н. Актинометрия. Гидрометеиздат, Л., 1938.
3. Bulletin mensuel du service météorologique du Congo Belge et du Rhuanda—Urundi (Meteo Congo), N 1—12, 1954.

4. Rimmer W. B., Allen C. W. Solar radiation observations on mount Stromlo 1927—1939. Mem. of Commonwealth Observatory, Mount Stromlo, N 11, Canberra, 1950.
5. Drummond A. J., Wentzel J. D. Actinometric measurements and the radiation climate of south-west Africa. Arch. für Meteorol. Geophys. und Bioclimatol., Ser. B, Bd 6, H. 3, 1955.
6. Boletim actinometrico de Portugal, Anno 2, 3, 1956—1957.
7. Gorczyński L. Valeurs pyrhéliométriques et les sommes d'insolation à Varsovie. Materyały, zebrane w r. 1911 na stacjach sieci meteorologicznej Warszawskiej z dodatkiem p. t. Wartości pyrheliometryczne i sumy ciepła dla Warszawy. Warszawa, 1913.
8. Stenz E. Nateżenie promieniowania słonecznego i insolacja w Warszawie według pomiarów w okresie 1913—1918. Rocznik Państwowego instytutu meteorologicznego w Warszawie, Rok 1919, Warszawa, 1922.
9. Cunniff C. W. Variation of intensity of solar radiation at normal incidence on the surface of the Earth. Monthly Weather Review, vol. 83, No 5, 1955.

## ОСЛАБЛЕНИЕ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ В ИДЕАЛЬНОЙ АТМОСФЕРЕ

Дается обоснование и сообщаются результаты расчета интенсивности прямой солнечной радиации в идеальной атмосфере для узких спектральных интервалов и интегрального потока при различном числе оптических масс. Расчет произведен по новейшим данным о спектральном распределении интенсивности вне пределов атмосферы, спектральной прозрачности озона и чистого воздуха.

Введение понятия об идеальной атмосфере (не содержащей водяных паров, пыли и продуктов конденсации) сыграло большую роль в развитии актинометрии. Благодаря ему стало возможным сравнивать актинометрические характеристики реальной атмосферы в различных ее состояниях с аналогичными характеристиками атмосферы, обладающей вполне определенными и постоянными оптическими свойствами. Такая широко применимая характеристика прозрачности атмосферы как фактор мутности Линке основывается именно на таком сопоставлении радиационных характеристик реальной и идеальной атмосферы. Идеальная атмосфера может также рассматриваться как предельное состояние, к которому может приближаться реальная атмосфера при минимальном содержании в ней водяных паров и аэрозолей. Поэтому радиационные характеристики идеальной атмосферы представляют как теоретический, так и практический интерес.

Расчеты интенсивности прямой солнечной радиации в идеальной атмосфере производились Фоулем [12], Ф. Линке [18], В. Г. Кастровым [4], К. Фейсснером и П. Дюбуа [11]. До 50-х годов наиболее обоснованными и точными признавались почти совпадающие результаты, полученные Кастровым [4] и Фейсснером и Дюбуа [11]. В позднейшие годы в связи с уточнением данных о внеземном распределении солнечной радиации по спектру и о спектральной прозрачности озона возникла необходимость в пересмотре ранее полученных результатов. В СССР новые расчеты радиации для идеальной атмосферы были опубликованы Кастровым [5], О. Авасте, Х. Молдау и К. С. Шифриным [1], а в самое последнее время М. С. Аверкиевым и Л. А. Рязановой [2]. Результаты этих расчетов расходятся между собой, хотя и незначительно. Основная причина этих расхождений заключается в различии численных значений величин, принимаемых за исходные при расчетах по формуле (1). Поэтому возникает особое внимание обоснованию выбора тех значений исходных величин, которые в настоящее время можно считать наиболее близкими к действительности.

В идеальной атмосфере факторами, ослабляющими прямую радиацию, являются молекулярное рассеяние и селективное поглощение радиации озоном и перманентными газами атмосферы, в основном кислородом и углекислым газом. Интенсивность радиации при числе оптических масс  $m$  в этом случае будет выражаться формулой

$$S_{i,m} = \int_0^{\infty} S_{0,\lambda} q_{\text{оз}}^m(\lambda) q_{\text{в}}^m(\lambda) d\lambda - f_3(m), \quad (1)$$

в которой  $S_{0,\lambda}$  — интенсивность радиации за пределами атмосферы при длине волны  $\lambda$ ;  $q_{\text{оз}}(\lambda)$  — коэффициент прозрачности озона;  $q_{\text{в}}(\lambda)$  — коэффициент прозрачности воздуха (не содержащего озона). Расчет по формуле (1) можно произвести в том случае, если спектральное распределение величин  $q_{\text{оз}}(\lambda)$  и  $q_{\text{в}}(\lambda)$  может быть представлено аналитически как функция  $\lambda$ . Если же распределение этих величин по спектру дается в табличной форме, то вместо формулы (1) применяется формула

$$S_{i,m} = \sum \bar{S}_{0,\lambda} \bar{q}_{\text{оз}}^m(\lambda) \bar{q}_{\text{в}}^m(\lambda) - f_3(m). \quad (1a)$$

В этой формуле  $\bar{S}_{0,\lambda}$ ,  $\bar{q}_{\text{оз}}(\lambda)$  и  $\bar{q}_{\text{в}}(\lambda)$  — средние величины для спектрального промежутка  $\Delta\lambda$ .

Монохроматический коэффициент прозрачности озона для длины волны  $\lambda$  определяется формулой

$$q_{\text{оз}}(\lambda) = 10^{-k_{\lambda} \omega}, \quad (2)$$

где  $k_{\lambda}$  — десятичный монохроматический коэффициент ослабления радиации озоном, отнесенный к слою озона толщиной 1 см (т. е. измеренный в  $\text{см}^{-1}$ ), а  $\omega$  — общее содержание озона в атмосфере в сантиметрах.

Величина  $q_{\text{в}}(\lambda)$  представляет монохроматический коэффициент прозрачности чистой и сухой атмосферы, связанный с коэффициентом ослабления радиации в этой атмосфере  $a_{\text{в}}$  соотношением

$$q_{\text{в}}(\lambda) = e^{-a_{\text{в}}(\lambda)} = e^{-\alpha_{\lambda} H}. \quad (3)$$

Величина коэффициента  $\alpha_{\lambda}$ , по теории Релея — Кабанна, выражается формулой

$$\alpha_{\lambda} = \frac{32\pi^3(n-1)^2}{3N\lambda^4} \frac{6+3\rho}{6-7\rho}. \quad (4)$$

В формулах (3) и (4)  $n$  представляет коэффициент преломления воздуха,  $H$  — высоту однородной атмосферы в сантиметрах,  $N$  — число молекул воздуха в  $1 \text{ см}^3$  (число Лошмидта). Все эти физические постоянные относятся к воздуху, находящемуся при нормальных условиях (температура  $0^\circ \text{C}$  и давление 760 мм, или 1013 мб). Величина  $\rho$  означает коэффициент оптической анизотропии молекул воздуха. Необходимость учета оптической анизотропии молекул воздуха была впервые установлена Релеем-младшим в 1918 г. Общая теория рассеяния света с учетом оптической анизотропии молекул была развита Кабанном [9] и И. И. Тихановским [6]. Формула (4) без коэффициента  $\frac{6+3\rho}{6-7\rho}$  справедлива только для очень малых частиц шарообразной формы и дает для воздуха величину  $\alpha$ , заниженную на 7%.

Поправочный член  $f_3(m)$  учитывает поглощение радиации постоянными газами атмосферы (кислородом и углекислым газом). Поглощение озоном раньше учитывалось также введением поправочных членов  $f_1(m)$  и  $f_2(m)$ , характеризующих поглощение в ультрафиолетовой и видимой частях спектра. В более новых работах предпочитают вводить коэффициент

$q_{oz}(\lambda)$  в подынтегральную функцию формулы (1), в которой произведение  $S_{0,\lambda} q_{oz}^m(\lambda) = S_{no}(\lambda)$  представляет так называемую «подозонную» интенсивность радиации длины волны  $\lambda$ . Такой способ учета поглощения озоном представляется принципиально более правильным, так как в атмосфере радиация прежде всего поглощается озоном в стратосфере на высотах, где молекулярное рассеяние можно считать пренебрежимо малым вследствие разреженности воздуха. Только после этого радиация подвергается рассеянию в более низких слоях атмосферы. Применение же поправок  $f_1(m)$  и  $f_2(m)$  означает учет в первую очередь рассеяния и лишь во-вторую — поглощения озоном.

Величины  $S_{0,\lambda}$ , характеризующие спектральное распределение солнечной радиации у внешних пределов земной атмосферы, определялись Ч. Абботом [8], Петтитом [27], Ф. Линке [19] и другими авторами. В течение последнего десятилетия уточнение имевшихся ранее данных было произведено в опубликованных в 1951 г. работах М. Николе [23, 24] и в 1954 г. в работе Ф. Джонсона [15].

Внеземное спектральное распределение интенсивности радиации было определено в работе Николе путем вычисления интенсивности излучения солнечной фотосферы с последующим учетом поглощения фотосферой радиации газами солнечной атмосферы во фраунгоферовых линиях спектра. Расчет фотосферного излучения производился по абсолютной температуре фотосферы. Спектральное излучение абсолютно черного тела, взятое при какой-либо одной определенной температуре, отличается от излучения фотосферы Солнца. Но для отдельных спектральных участков получается хорошее совпадение действительного излучения фотосферы с излучением абсолютно черного тела. Только абсолютные температуры, при которых получается такое совпадение, для разных спектральных участков оказываются различными.

М. Николе при расчетах для центра солнечного диска цветовую температуру фотосферы в области 0,45—0,95 мк принимал равной 7200°К, в области  $\lambda < 0,37$  мк — равной 5800°К. Полученные таким путем значения  $J_{\lambda(0)}$  переводились в осредненные для всего солнечного диска значения  $F_{\lambda}$  по значению отношения  $F_{\lambda}/I_0(\lambda)$ , определенным Миннертом. Поглощение радиации во фраунгоферовых линиях спектра учитывалось по данным Мишара [20]. Для коротковолновой ультрафиолетовой радиации с  $\lambda < 0,3$  мк были учтены результаты измерений при подъемах ракет. Для инфракрасной радиации ( $\lambda > 0,95$ ) были использованы данные Мульдерса [22]. В конечном счете было получено спектральное распределение радиации за пределами атмосферы в ваттах на 1 м<sup>2</sup> по спектральным промежуткам 0,01 мк для диапазона 0,22—7,0 мк. Из этих данных путем интегрирования Николе получил новое значение солнечной постоянной  $S_0 = 1,98$  кал. см<sup>2</sup> · мин. в новой международной пиргелиметрической шкале 1956 г.

В работе Джонсона спектральное распределение радиации определялось по новым измерениям, полученным морской исследовательской лабораторией США. Величины радиации в промежутке 0,22—0,34 мк были получены Джонсоном и другими авторами путем непосредственных измерений при подъеме ракет на большие высоты. Для области 0,30—0,68 мк были использованы измерения Данкельмана и Скольника, производившиеся на горе Маунт в Аризоне (2800 м над ур. м.) с помощью двойного монохроматора с большой разрешающей способностью. Данные для более длинных волн были взяты по Муну [21]. Для соединения трех участков кривой распределения радиации в точках соединения (0,318 и 0,60 мк) к первоначальным значениям ординат кривой вводились дополнительные множители. Окончательные результаты определений Джон-

сона представлены в виде таблицы, в которой для длин волн от 0,22 до 7 мк, как и у Николе, даны значения интенсивности внеземной солнечной радиации в  $\text{вт} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{мк}^{-1}$ . Кроме того, для каждой длины волны  $\lambda$  в таблице дается интенсивность  $P_\lambda$  для спектрального участка  $0-\lambda$ , выраженная в процентах величины солнечной постоянной. Интегрированием по всему спектру Джонсон получает величину солнечной постоянной  $S_0 = 2,00 \text{ кал. см}^{-2} \cdot \text{мин.}^{-1}$ .

Так как при составлении общей кривой распределения энергии отдельные участки этой кривой определяются различными и не вполне

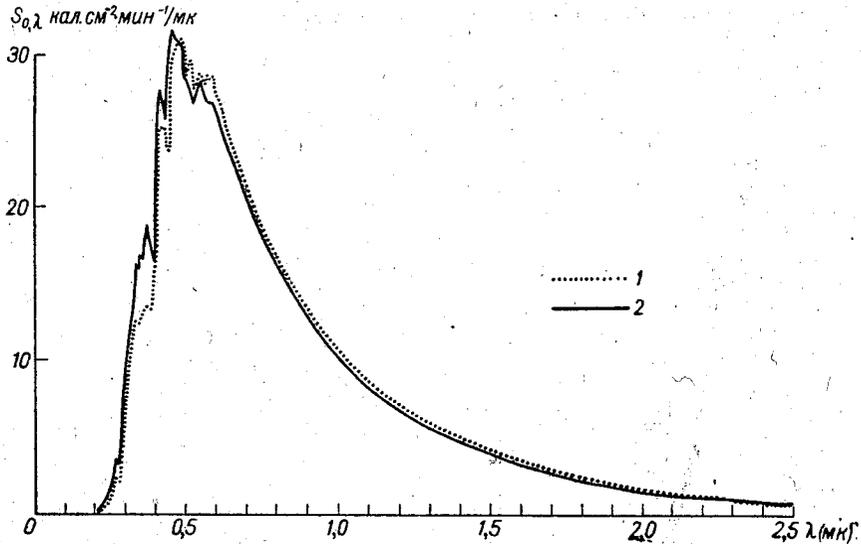


Рис. 1. Спектральное распределение интенсивности солнечной радиации вне пределов атмосферы по Николе (1) и Джонсону (2).

точными методами, то и полученное абсолютное значение солнечной постоянной может включать некоторую ошибку. Николе считает, что точность определенного им значения  $S_0$  не превышает  $\pm 5\%$ . Джонсон отмечает, что вероятная ошибка значения солнечной постоянной составляет около  $2\%$ . Сопоставляя результаты определений  $S_0$  между собой и со значениями возможных ошибок, видно, что полученные Николе и Джонсоном различными методами значения  $S_0$  отличаются всего лишь на  $0,02 \text{ кал. см}^{-2} \cdot \text{мин.}^{-1}$ , т. е. на  $1\%$  величины солнечной постоянной, и, следовательно, расхождение между ними лежит в пределах ошибок определения этой величины.

В международном Руководстве по измерениям радиации для МГГ [28] в качестве окончательного значения солнечной постоянной рекомендуется применять полученное М. Николе значение  $S_0 = 1,98 \text{ кал. см}^{-2} \cdot \text{мин.}^{-1}$ .

Из сказанного выше следует, что выбор этого значения является чисто условным и не гарантирует его более высокой точности по сравнению со значением, полученным Ф. Джонсоном.

Кривые распределения внеземной интенсивности солнечной радиации по определениям Николе и Джонсона, как и величины солнечной постоянной, получаются очень сходными. Графически они представлены на рис. 1. Как можно видеть из рисунка, практически безразлично, какую из этих кривых принять за основу при вычислениях по формуле (1).

Расчет интенсивности интегрального потока солнечной радиации в идеальной атмосфере производится для отдельных спектральных

промежутков с последующим суммированием интенсивностей соответственно формуле (1а). Если спектральные промежутки  $\Delta\lambda$  взяты достаточно узкими, то такое суммирование дает более точные результаты, чем аппроксимирование распределения  $S_{0,\lambda}$  аналитической функцией с несколькими постоянными параметрами, как это было сделано Кастровым в его первом расчете, когда зависимость  $S_{0,\lambda}$  от  $\lambda$  была представлена в виде

$$S_{0,\lambda} = c\lambda^{-2}e^{-s\lambda^{-4}}. \quad (5)$$

В основу дальнейших расчетов положены величины  $P_\lambda$ , приведенные в таблице Джонсона для значений  $\lambda$ , отстоящих на 0,005 мк. Для спек-

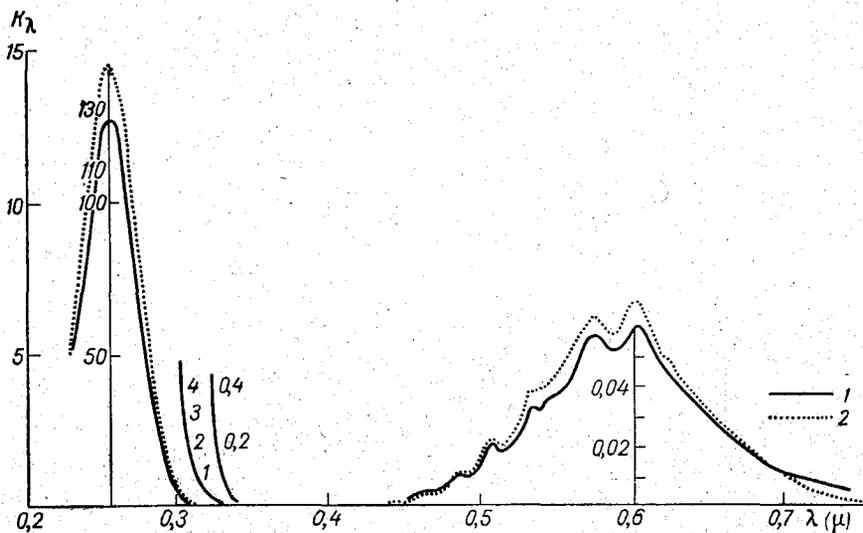


Рис. 2. Спектральные коэффициенты поглощения озона (десятичные) по данным Вигру (1) и Ная и Чунга (2) в различных масштабах.

трального промежутка  $\lambda_2 - \lambda_1$  разность значений  $P_{\lambda_2} - P_{\lambda_1}$  дает интенсивность солнечной радиации в этом промежутке, выраженную в процентах величины солнечной постоянной. За 100% этой величины в соответствии с упомянутой выше международной рекомендацией принимается значение  $S_0 = 1,98$  кал. см.<sup>-2</sup> · мин.<sup>-1</sup>. До  $\lambda = 0,80$  мк расчет ведется для спектральных интервалов  $\Delta\lambda = 0,02$  мк с последующим расширением интервалов в области более медленного изменения интенсивности ( $\Delta\lambda = 0,05$  мк для  $0,80 \text{ мк} < \lambda < 1,00$  мк;  $\Delta\lambda = 0,5$  мк для  $1 \text{ мк} < \lambda < 5,0$  мк;  $\Delta\lambda = 1$  мк для  $\lambda > 4$  мк).

Для расчета интенсивности радиации под слоем озона использованы десятичные коэффициенты поглощения озона, полученные Вигру [29] в 1953 г. в лабораторных условиях с помощью спектрографа Хильгера. Коэффициенты Вигру оказались значительно меньше коэффициентов, полученных в 1932 г. Наем и Чунгом [25] и применявшихся ранее для расчетов. Результаты Вигру были подтверждены полученными независимо от них данными Инна и Танака [14], а также Хирна, Уолшоу и Уормелла [13]. Поэтому в 1957 г. решением Международной комиссии по атмосферному озону коэффициенты поглощения Вигру были рекомендованы для применения вместо завышенных коэффициентов Ная и Чунга. Сглаженный ход коэффициентов поглощения озона, по старым и новым данным, в ультрафиолетовой и видимой частях спектра представлен графически на рис. 2. По этим данным для середины каждого спектрального проме-

жутка находилось значение коэффициента поглощения  $k_\lambda$ , по которому на основании формулы (2) вычислялся коэффициент прозрачности озона  $q_{oz}(\lambda)$  для длины волны, соответствующей середине данного спектрального промежутка. При этом общее количество озона в атмосфере  $\omega = 0,3$  см. Так как коэффициенты поглощения озона зависят от температуры, то величины  $k_\lambda$  в соответствии с существующими рекомендациями приводятся к температуре  $t = -44^\circ$ , близкой к средней температуре стратосферного слоя озона.

Для учета ослабления радиации чистым воздухом использованы величины релеевского объемного коэффициента рассеяния  $\alpha_\lambda$ , рассчитанные Р. Пенндорфом [26] по формуле (4). Эти величины в настоящее время можно считать наиболее точными. При их расчете приняты значения  $N = N_0 = 2 \cdot 687 \cdot 10^{19}$  см<sup>-3</sup>, а для фактора деполяризации значение  $\rho = 0,035$ . Зависимость коэффициента рассеяния  $n$  от длины волны  $\lambda$  в микронах (при  $t = 15^\circ$  С) учитывалась по формуле Эдлена [10]

$$(n_\lambda - 1) 10^8 = 6432,8 + \frac{2949810}{146 - v^2} + \frac{25540}{41 - v^2}, \quad (6)$$

где  $v = \frac{1}{\lambda}$ , а зависимость от температуры — по формуле

$$(n_t - 1) = (n_0 - 1) \frac{1 + \alpha t_0}{1 + \alpha t}. \quad (7)$$

Для перехода от объемного коэффициента ослабления  $\alpha$ , измеряемого в см<sup>-1</sup>, к коэффициенту ослабления радиации всей толщиной атмосферы необходимо, согласно формуле (3), умножить величину  $\alpha$  на толщину слоя однородной атмосферы  $H$ , выраженную в сантиметрах. В соответствии с международными рекомендациями Пенндорф принимает  $H$  равным 7995,75 м или с достаточной для наших целей точностью  $8,00 \cdot 10^5$  см. Эта толщина слоя соответствует числу молекул, равному  $2,15 \cdot 10^{25}$ , в столбе воздуха сечением 1 см<sup>2</sup> на пути солнечного луча.

При расчете по указанным выше значениям постоянных величины коэффициентов  $\alpha_\lambda$  и  $\alpha_\lambda$  определяются для воздуха при нормальных условиях: температуре  $0^\circ$  С и давления  $b_0$ , равном 760 мм, или 1013 мб. Но в настоящее время для характеристик прозрачности атмосферы за нормальные условия принимаются  $t_0 = 0^\circ$  С и  $b_0 = 1000$  мб. Поэтому величины коэффициентов ослабления  $\alpha$  приводились к  $b_0 = 1000$  мб по формуле

$$\alpha_{1000} = \alpha_{1013} \frac{1000}{1013} = 0,987 \alpha_{1013}.$$

После этого по формуле (3) вычислялись спектральные коэффициенты прозрачности чистого сухого воздуха.

Вычисление производилось для чисел оптических масс, равных 1, 2, 3, 4, 5, 6, 8 и 10. Вычисленные для отдельных спектральных промежутков значения  $S_{\lambda,m}$  суммировались для получения интегральных интенсивностей  $S_m$ . В полученные величины вносились поправки на селективное поглощение радиации перманентными газами, полученные Кастровым [5].

Результаты расчета приводятся в табл. 1. Для оценки точности интегральных интенсивностей  $S_m$  необходимо иметь в виду, что точность определения исходных величин  $S_{0,\lambda}$ ,  $q_{oz}(\lambda)$  и  $q_v(\lambda)$  не превышает 5%. Значения интенсивностей радиации для отдельных спектральных промежутков вычислены с точностью до третьей значащей цифры, т. е. до десятых долей мкал · см<sup>-2</sup> · мин<sup>-1</sup>. Такая точность расчета вызывается необходимостью сопоставления величин  $S_\lambda$  для различных спектральных промежутков при различном числе масс атмосферы.

Расчет интенсивности прямой солнечной радиации в идеальной атмосфере  
в мкал. см<sup>-2</sup> мин<sup>-1</sup>. ( $S_0=1,98$  кал.,  $b_0=1000$  мб)

$\lambda$ мк	$S_0, \lambda$		$q_{оз}(\lambda)$	$S_{по}(\lambda)$	$q_{в}(\lambda)$	Число оптических масс															
	в процентах солнечной постоян- ной	в кал. см <sup>-2</sup> мин. <sup>-1</sup>				1	2	3	4	5	6	8	10								
0,22	0,02	0,4	—	—	—	0	0,7	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
0,24	0,07	1,4	—	—	—	3,8	5,0	2,0	0,8	0,3	0,1	0,1	0,3	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
0,26	0,11	2,2	—	—	—	12,4	9,3	5,0	2,7	1,4	0,7	0,7	1,4	0,7	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
0,28	0,31	6,1	—	—	—	17,6	13,3	8,1	4,9	3,0	1,8	1,8	3,0	1,8	0,7	0,7	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
0,30	0,72	14,3	0,007	0,1	—	23,1	15,5	10,4	7,0	4,7	3,2	3,2	4,7	3,2	1,4	1,4	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6
0,30—0,32	1,03	20,4	0,524	10,7	0,249	78,8	43,8	25,6	15,4	9,4	5,8	5,8	9,4	5,8	2,3	2,3	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9
0,32—0,34	1,54	30,5	0,905	27,6	0,351	38,2	27,6	20,0	14,5	10,5	7,6	7,6	10,5	7,6	4,0	4,0	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1
0,34—0,36	1,67	33,1	0,997	33,0	0,448	41,0	31,4	24,1	18,5	14,2	10,9	10,9	14,2	10,9	6,4	6,4	3,8	3,8	3,8	3,8	3,8
0,36—0,38	1,82	36,0	1,000	36,0	0,534	49,2	39,4	31,6	25,3	20,3	16,3	16,3	20,3	16,3	10,5	10,5	6,7	6,7	6,7	6,7	6,7
0,38—0,40	1,74	34,5	1,000	34,5	0,609	51,0	42,3	35,1	29,2	24,2	20,1	20,1	24,2	20,1	13,8	13,8	9,5	9,5	9,5	9,5	9,5
0,22—0,40	9,03	178,9	1,000	141,9	0,671	48,0	41,6	36,0	31,2	27,0	23,4	23,4	27,0	23,4	17,6	17,6	13,2	13,2	13,2	13,2	13,2
0,40—0,42	2,67	52,9	1,000	52,9	0,723	46,8	41,0	35,9	31,4	27,5	24,1	24,1	27,5	24,1	18,5	18,5	14,2	14,2	14,2	14,2	14,2
0,42—0,44	2,7	53,5	1,000	53,5	0,767	49,0	43,4	38,4	34,0	30,1	26,6	26,6	30,1	26,6	20,8	20,8	16,3	16,3	16,3	16,3	16,3
0,44—0,46	3,1	61,4	0,998	61,3	0,803	47,4	42,0	37,2	33,0	29,2	25,9	25,9	29,2	25,9	20,3	20,3	15,9	15,9	15,9	15,9	15,9
0,46—0,48	3,1	61,4	0,996	61,2	0,833	47,4	42,0	37,2	33,0	29,2	25,9	25,9	29,2	25,9	20,3	20,3	15,9	15,9	15,9	15,9	15,9
0,48—0,50	2,9	57,4	0,993	57,0	0,857	48,8	41,6	36,0	31,2	27,0	23,4	23,4	27,0	23,4	18,5	18,5	14,2	14,2	14,2	14,2	14,2
0,50—0,52	2,8	55,4	0,988	54,7	0,877	48,0	41,0	35,9	31,4	27,5	24,1	24,1	27,5	24,1	18,5	18,5	14,2	14,2	14,2	14,2	14,2
0,52—0,54	2,7	53,5	0,980	52,4	0,893	49,0	43,4	38,4	34,0	30,1	26,6	26,6	30,1	26,6	20,8	20,8	16,3	16,3	16,3	16,3	16,3
0,54—0,56	2,8	55,4	0,975	54,0	0,908	49,0	43,4	38,4	34,0	30,1	26,6	26,6	30,1	26,6	20,8	20,8	16,3	16,3	16,3	16,3	16,3
0,56—0,58	2,7	53,5	0,964	51,6	0,919	47,4	42,0	37,2	33,0	29,2	25,9	25,9	29,2	25,9	20,3	20,3	15,9	15,9	15,9	15,9	15,9
0,58—0,60	2,7	53,5	0,966	51,7	0,930	48,1	43,2	38,8	34,9	31,3	28,1	28,1	31,3	28,1	22,6	22,6	18,2	18,2	18,2	18,2	18,2

0,60—0,62	2,5	49,5	0,964	47,7	0,938	44,7	40,4	36,5	33,0	29,8	26,9	22,0	18,0
0,62—0,64	2,4	47,5	0,973	46,2	0,947	43,8	40,4	37,2	34,3	31,6	29,1	24,7	20,9
0,64—0,66	2,4	47,5	0,980	46,6	0,951	44,3	41,3	38,5	35,9	33,5	31,2	27,1	23,5
0,66—0,68	2,2	43,6	0,986	43,0	0,958	41,2	38,9	36,8	34,8	32,9	31,1	27,8	24,8
0,68—0,70	2,1	41,6	0,991	41,2	0,962	39,6	37,7	36,0	34,3	32,7	31,2	28,3	25,7
0,40—0,70		787,6		775,0		681,1	592,3	617,5	454,5	400,5	354,4	280,3	224,3
0,70—0,72	2,0	39,6	0,993	39,3	0,965	37,9	36,3	34,7	33,3	31,9	30,6	28,1	25,8
0,72—0,74	1,9	37,6	0,995	37,4	0,970	36,3	35,0	33,8	32,6	31,5	30,4	28,3	26,3
0,74—0,76	1,8	35,6	1,000	35,6	0,973	34,6	33,7	32,8	31,9	31,0	30,2	28,6	27,1
0,76—0,78	1,7	33,7	1,000	33,7	0,975	32,9	32,1	31,3	30,5	29,7	29,0	27,6	26,2
0,78—0,80	1,7	33,7	1,000	33,7	0,977	32,9	32,1	31,4	30,7	30,0	29,3	28,0	26,7
0,40—0,80	48,9	967,8		954,7		855,7	761,5	681,5	613,5	554,6	503,9	420,9	356,4
0,80—0,85	3,8	75,2	1,000	75,2	0,981	73,8	72,4	71,0	69,7	68,4	67,1	64,6	62,1
0,85—0,90	3,4	67,3	1,000	67,3	0,985	66,3	65,3	64,3	63,3	62,4	61,5	59,7	57,9
0,90—0,95	3,0	59,4	1,000	59,4	0,988	58,7	58,0	57,3	56,6	55,9	55,2	53,9	52,6
0,95—1,00	2,8	55,4	1,000	55,4	0,990	54,8	54,3	53,8	53,3	52,8	52,3	51,3	50,3
1,0—1,5	16,7	330,7	1,000	330,7	0,996	329,4	328,1	326,8	325,5	324,2	322,9	320,3	317,7
1,5—2,0	6,27	124,1	1,000	124,1	0,999	124,0	123,9	123,7	123,6	123,6	123,5	123,2	123,0
2,0—2,5	2,70	53,5	1,000	53,5	1,000	53,5	53,5	53,5	53,5	53,5	53,5	53,5	53,5
2,5—3,0	1,33	26,3	1,000	26,3	1,000	26,3	26,3	26,3	26,3	26,3	26,3	26,3	26,3
3,0—3,5	0,73	14,5	1,000	14,5	1,000	14,5	14,5	14,5	14,5	14,5	14,5	14,5	14,5
3,5—4,0	0,42	8,3	1,000	8,3	1,000	8,3	8,3	8,3	8,3	8,3	8,3	8,3	8,3
4,0—5,0	0,45	8,9	1,000	8,9	1,000	8,9	8,9	8,9	8,9	8,9	8,9	8,9	8,9
5,0—6,0	0,23	4,6	1,000	4,6	1,000	4,6	4,6	4,6	4,6	4,6	4,6	4,6	4,6
6,0—7,0	0,12	2,4	1,000	2,4	1,000	2,4	2,4	2,4	2,4	2,4	2,4	2,4	2,4
7,0	0,14	2,8	1,000	2,8	1,000	2,8	2,8	2,8	2,8	2,8	2,8	2,8	2,8
0,80—	42,12	833,4		333,4		828,3	823,3	818,4	813,4	808,6	803,8	794,3	784,9
0,22—	100,02	1980,1		1930,0		1762,8	1628,6	1525,4	1442,3	1372,6	1313,5	1217,5	1114,2
Поглощение перманентными газами . . . . .													
Интенсивность радиации на уровне 1000 мб (мккал.см <sup>-2</sup> . мин. <sup>-1</sup> )													
19,0													
1199,5													
1095,2													

Существенный интерес представляет сопоставление величин табл. 1 с результатами расчетов интенсивности радиации в идеальной атмосфере, полученными ранее. Такое сопоставление дается в табл. 2. Для обеспечения сравнимости все величины приведены к одному и тому же значению солнечной постоянной ( $S_0 = 1,98$  кал. см<sup>-2</sup> · мин.<sup>-1</sup>) и к международной пиргелиометрической шкале 1956 г.

Данные табл. 2 показывают, что расчеты  $S_m$  по различным методам дают очень сходные результаты и что уточнение исходных значений  $S_{0,\lambda}$ ,  $q_{оз}(\lambda)$  и  $q_v(\lambda)$  лишь незначительно изменяет величины  $S_m$ . Небольшие расхождения, порядка 0,01 кал., между расчетами Кастрова, Шифрина и Авасте и нашими объясняется тем, что в упомянутых расчетах использованы старые данные о спектральной прозрачности озона, а результаты Аверкиева оказываются несколько завышенными, так как для расчета им использованы величины  $q_v(\lambda)$ , вычисленные без учета оптической анизотропии молекул воздуха, взятые из справочника Линке.

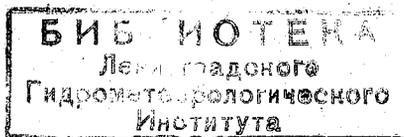
Таблица 2  
Интенсивность радиации в идеальной атмосфере (кал. см.<sup>-2</sup> мин.<sup>-1</sup>)

Автор	Год	$S_{по}$ ( $m = 1$ )	Число оптических масс					
			1	2	3	4	6	8
Кастров	1928	—	1,73	1,60	1,50	1,41	1,28	1,18
Фейсснер и Дюбуа	1930	—	1,73	1,60	1,50	1,41	1,28	1,18
Линке	1939	—	1,75	1,64	1,54	1,47	1,34	1,26
Кастров	1956	1,94	1,75	1,61	1,51	1,43	1,30	—
Шифрин и Авасте	1960—	1,93	1,76	1,62	1,52	1,44	1,31	—
	1962	—	—	—	—	—	—	—
Аверкиев	1963	—	1,78	1,65	—	—	—	—
По табл. 1	1964	1,93	1,75	1,62	1,51	1,43	1,30	—

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Авасте О., Молдау Х., Шифрин К. С. Спектральное распределение прямой и рассеянной радиации. Исследов. по физике атм., вып. 3, Тарту, 1962.
2. Аверкиев М. С., Рязанова (Бирюкова) Л. А. Солнечная радиация в идеальной атмосфере и мутность атмосферы реальной. Вестн. МГУ, № 5, 1963.
3. Гущин Г. П. Исследование атмосферного озона. Гидрометеоздат, Л., 1963.
4. Кастров В. Г. Прозрачность абсолютно чистой и сухой атмосферы для солнечной радиации. Изв. Крымского педагог. ин-та, т. 2, 1928.
5. Кастров В. Г. Солнечная радиация в тропосфере в случае абсолютно чистого и сухого воздуха. Труды ЦАО, вып. 16, 1956.
6. Тихановский И. И. Теория поляризации и яркости небесного света для абсолютно чистой земной атмосферы. Изв. Крымского педагог. ин-та, т. 2, 1928.
7. Шифрин К. С., Авасте О. Потoki коротковолновой радиации в безоблачной атмосфере. Исследов. по физике атм., вып. 2, Тарту, 1960.
8. Abbott C. G. Smithsonian solar researches. Gerl. Beitr. z. Geophys., Bd 16, 1927.
9. Cabannes J. La diffusion moleculaire de la lumiere. Paris, Presses universitaires, 1929.
10. Edlén B. The dispersion of standard air. Journ. Opt. Soc. Amer., v. 43, N 5, 1953.
11. Feussner K. und Dubois P. Trübungsfaktor, precipitable water, Staub. Gerl. Beitr. z. Geophys., Bd 27, 1930.
12. Fowle F. E. Die Durchlässigkeit der Atmosphäre für Strahlung. Meteorol. Zeitschr., Bd 31, H. 6, 1914.
13. Hearn A. E., Walshaw C. D., Warmell T. W. The absorption coefficient of ozone at 3021 Å. Quarl. Journ. Roy. Met. Soc., v. 83, N 357, 1957.
14. Inn E. C. I. and Tanaka I. Absorption coefficient of ozone in the ultraviolet and visible regions. Journ. Opt. Soc. Amer., v. 43, N 10, 1953.
15. Johnson F. S. The solar constant. Journ. of Meteorol., v. 11, N 6, 1956.
16. Kastrov W. Durchlässigkeit der absolut reinen und trockenen Atmosphäre für Sonnenstrahlung. Meteorol. Zeitschr., Bd 45, H. 11, 1928.

17. K a s t r o w W. Zur Frage nach der Abschwächung der Sonnenstrahlung in der idealen Atmosphäre. Meteorol. Zeitschr., Bd 47, H. 4, 1930.
18. L i n k e F. Transmissionskoeffizient und Trübungsfaktor. Beitr. z. Phys. d. fr. Atmosph., Bd 10, 1922.
19. L i n k e F. Die Sonnenstrahlung und ihre Schwächung in der Atmosphäre. Handb. der Geophys., Bd 8, Kap. 6, 1943.
20. M i c h a r d R. Sur la distribution de l'énergie dans le spectre continu ultraviolet du soleil. Bull. Astron. Inst. Netherl., v. 11, N 416, 1950.
21. M o o n P. Proposed standard solar — radiation curves for engineering use. J. Franke. Inst., v. 230, 1940.
22. M u l d e r s G. F. W. Sur la distribution de l'énergie dans le spectre continu du soleil. Zeitschr. f. Astrophys., Bd 11, 1936.
23. N i c o l e t M. Sur la détermination du flux énergétique du rayonnement extraterrestre du Soleil. Arch. f. Met., Geoph. u. Bioklim., Ser B, Bd 3, 1951.
24. N i c o l e t M. Sur la probléme de la constante solaire. Annal. d'Astrophys., T. 14, N 3, 1951.
25. N y - T s i - Z e e t C h o o n g - S h i n - P i a w. L'absorption de la lumière par l'ozone. Comptes rend. Acad. Sc., t. 195, N 4, 1932; t. 196, N 13, 1933.
26. P e n n d o r f R. B. Tables of the refractive index for standard air, the Rayleigh scattering coefficient and their application. Journ. Opt. Soc. Amer., v. 47, N 2, 1957.
27. P e t t i t E. Measurements of ultraviolet solar radiation. Astrophys. Journ., v. 75, 1932.
28. Radiation measurements. Instruction manual. Annal. de l'Année Intern Geophys., t. IV, 1956.
29. V i g r o u x E. Contribution à l'étude expérimentale de l'absorption de l'ozone. Annal. de Phys., 1953, N 8.



## СОДЕРЖАНИЕ

О. Д. Бартенева, Е. А. Полякова. О световом эквиваленте радиации в условиях сухой атмосферы . . . . .	3
В. П. Гагуа. Влияние пороговой интенсивности гелиографа Кемпбелла—Стокса и метода обработки его лент на продолжительность солнечного сияния . . . . .	11
В. И. Горышин. Об оценке точности объективных измерений метеорологической дальности видимости . . . . .	15
Е. Н. Довгялло. О суточном ходе метеорологической дальности видимости . . . . .	22
Е. Н. Довгялло. Прозрачность атмосферы в горизонтальном и вертикальном направлениях . . . . .	31
А. В. Дунаева. К вопросу изучения прозрачности атмосферы в снегопадах . . . . .	36
И. Л. Зельманович. Распределение яркости ночного неба в спектральной области 0,3—1,2 мк . . . . .	53
Л. Г. Махоткин. Нормальные и аномальные изменения мутности атмосферы . . . . .	58
С. И. Сивков. Ослабление солнечной радиации в идеальной атмосфере . . . . .	66

Редактор *Л. И. Штанникова*

Технич. редактор *Г. С. Николаева*

Корректоры: *Т. В. Алексеева* и *М. Н. Казаринова*

---

Сдано в набор 30/XI 1964 г. Подписано к печати 24/II 1965 г.  
Бумага 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бум. л. 2,38+вкл. Прив. печ. л. 6,94. Уч.-изд. л. 6,32.  
Тираж 630 экз. М-21064. Индекс МЛ-149  
Гидрометеорологическое издательство. Ленинград, В-53, 2-я линия, дом № 23.  
Заказ № 876. Цена 44 коп.  
Тем. план 1965 г., № 95

---

Ленинградская типография № 8 Главполиграфпрома Государственного комитета при СМ СССР по печати  
Ленинград, Прачечный пер., д. 6.