

06
T
ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

ГЛАВНАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ОБСЕРВАТОРИЯ
им. А. И. ВОЕЙКОВА

ТРУДЫ

ВЫПУСК 220

О. Д. БАРТЕНЕВА, Е. Н. ДОВГЯЛЛО, Е. А. ПОЛЯКОВА

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ
ОПТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ
ПРИЗЕМНОГО СЛОЯ
АТМОСФЕРЫ

130712

БИБЛИОТЕКА
Ленинского
Гидрометеорологического
Института



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛЕНИНГРАД • 1967

УДК 551.591+551.593

В книге обобщены экспериментальные работы по изучению ослабления и рассеяния света в приземном слое атмосферы, выполненные в течение последних десяти лет в Лаборатории атмосферной оптики Главной геофизической обсерватории. Материал представлен в виде, удобном для практического использования в атмосферно-оптических расчетах.

Рассчитана на специалистов по физике атмосферы и смежных областей.

ВВЕДЕНИЕ

Настоящая монография является обобщением работы коллектива сотрудников Лаборатории атмосферной оптики ГГО по изучению оптики приземного слоя атмосферы в течение примерно десятилетнего периода. В основе ее лежит большой экспериментальный материал собственных наблюдений, выполненных в полевых условиях, и данные длительных регистраций. Общие теоретические вопросы оптики атмосферы, а также проблемы, не имеющие отношения к теме монографии, не рассматриваются.

Монография имеет метеорологическую направленность, что находит свое выражение в установлении связи оптических характеристик с метеорологическими факторами, в выяснении оптических свойств отдельных метеорологических явлений и в выборе мест наблюдений с характерными метеорологическими условиями.

Все данные получены в естественных условиях, никакие эксперименты в искусственно созданных средах не проводились. Места для наблюдений специально выбирались с таким расчетом, чтобы охватить максимальный диапазон изменения измеряемых величин. Постоянным местом для всех видов наблюдений служила полевая база ГГО в Воейково.

Под оптическими характеристиками атмосферы понимаются следующие физические величины: показатель ослабления света, индикатриса рассеяния и освещенность горизонтальной поверхности. В монографии, кроме показателя ослабления α , употребляется также принятое в метеорологии понятие «метеорологическая дальность видимости» S ,

которое эквивалентно α , поскольку они связаны соотношением $S = \frac{1}{\alpha} \ln \frac{1}{\varepsilon}$, где ε — порог контрастной чувствительности.

Настоящая работа была проведена в связи с запросами практики, связанными с необходимостью знать прозрачность атмосферы или метеорологическую дальность видимости в различных метеорологических условиях, а также в связи с необходимостью расчета реальной дальности видимости удаленных объектов и огней для оперативного обеспечения работы транспорта и решения задач, выдвигаемых строительными организациями. По этой причине исследовался интегральный поток в видимой области спектра. Вопросы реальной дальности видимости в монографии не освещены, но метеорологическая дальность видимости и индикатриса рассеяния используются в качестве параметров при расчете дальности видимости реальных объектов. При решении вопросов, связанных с определением дальности видимости удаленных объектов и огней, также необходимы данные о световом режиме.

Таким образом, хотя авторы исходили из запросов практики, связанных с определением визуальной видимости, представленные здесь данные о прозрачности в видимой области спектра имеют более широкое применение. В частности, изучение свойств аэрозолей, на основе которых осуществлялось исследование оптических свойств атмосферы, содержащей грубодисперсные аэрозоли, позволило обобщить результаты по их микрофизическим характеристикам. Это удалось сделать путем решения обратных задач теории рассеяния, дающих оптические методы изучения аэрозолей.

Все полученные результаты, даже данные о световом режиме, относящиеся ко всей атмосфере, характеризуют режим прозрачности и освещенности в приземном слое атмосферы. Они дают связи между физическими величинами и могут быть применены также для расчетов, относящихся к вышележащим слоям атмосферы. Исследование режима естественной освещенности и светового эквивалента радиации при различных метеорологических условиях позволило разработать основу для построения карт светового климата.

В настоящее время в связи с переходом в технике к приемникам со спектральной чувствительностью, отличной от свойств глаза, при дальнейшем расширении работ будет поставлена задача изучения спектральных оптических характеристик атмосферы, а также оптических характеристик атмосферы в целом.

Отдельные главы монографии написаны следующими авторами: глава I—Е. Н. Довгялло, глава II—Е. А. Поляковой (§ 3—6) и Е. Н. Довгялло (§ 1 и 2), главы III и IV—О. Д. Бартеновой.

Кроме авторов, в подготовке аппаратуры, проведении наблюдений и обработке результатов измерений принимали участие А. Н. Боярова, Н. М. Горб, В. Я. Луценко, Т. Ф. Селезнева, Л. А. Смвж, Н. М. Судевская, Б. Н. Федоров. Очень большая работа выполнена Т. Ф. Селезневой по оформлению монографии.

Авторы выражают глубокую благодарность Н. Г. Болдыреву и К. С. Шифрину за научную консультацию и обсуждение результатов работы, а также Л. М. Левину, Н. Э. Ритню, В. П. Лазареву, В. А. Гаврилову и В. И. Горышину, разработавшим приборы, которые были использованы в настоящем исследовании; благодарят М. М. Гуревича за неизменный интерес и помощь при организации экспериментальной части работы по рассеянию света в атмосфере, а также очень признательны В. Л. Гаевскому и Н. Е. Тер-Маркарянц за ряд ценных замечаний.

ГЛАВА I

РЕЖИМ ПРОЗРАЧНОСТИ ПРИЗЕМНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ

Введение

Наличие многолетних наблюдений за горизонтальной прозрачностью приземного слоя атмосферы на базе ГГО в Воейково послужило основанием для получения режимных данных по этому метеорологическому элементу в районе Ленинградской области.

Большинство работ различных авторов, выполненных в предыдущие годы и основанных на визуальных наблюдениях, содержат сведения отрывочного характера о повторяемости дней с низкими значениями дальности видимости для различных аэропортов, морских гаваней и населенных пунктов [1—5]. Сравнение таких данных сопряжено с большими трудностями, так как наблюдения проводились не систематически, по различным объектам, удаленным на разные расстояния. Иногда просто подсчитывалось число случаев с видимостью того или иного объекта в течение года [5].

Одной из первых и лучших работ этого рода, обобщающих материалы наблюдений за прозрачностью приземного слоя атмосферы, является работа Пепплера [6], в основу которой легли материалы трехлетних наблюдений за горизонтальной прозрачностью в Карлсруе, выполненных измерителем видимости Виганда. Повторяемость отдельных градаций видимости, выбранных в соответствии с расстояниями до объектов наблюдения и ступенями измерителя видимости, была представлена в работе [6] средним числом дней их появления в течение месяца. Кроме этих наблюдений, Пепплер проводил визуальные определения горизонтальной видимости в пунктах, имеющих различную высоту над уровнем моря, а также определения наклонной прозрачности в пункте, расположенном на высоте 1500 м. Объектом для определения наклонной прозрачности служила вершина Монблан (4800 м).

Пепплер показал наличие годового хода прозрачности приземного слоя атмосферы, выражающегося в увеличении повторяемости низкой прозрачности в зимнее время и в уменьшении случаев с плохой видимостью днем. При увеличении высоты места над уровнем моря характер годового хода горизонтальной прозрачности сохраняется. Однако амплитуда годового хода, выраженная разностью процентов повторяемости низких градаций в месяцы с наибольшей и наименьшей прозрачностью, уменьшается. На высоте 1500 м годового ход прозрачности почти исчезает. При наблюдениях в наклонном направлении имеет место обратный годового ход с максимумом прозрачности зимой и минимумом летом.

Несмотря на небольшой объем наблюдений, Пепплеру удалось установить четкие периодические и непериодические колебания видимости и связь ее с относительной влажностью, температурой, облачностью и скоростью ветра. Полученные Пепплером результаты хорошо согласуются с выводами других авторов [2, 3].

В последние годы появилась серия работ, в которых видимость изучается не отдельно, а в совокупности с другими метеорологическими элементами. В этих работах рассматривается годовой и суточный ход комплексов условий погоды, затрудняющих работу транспорта. Метеорологическая дальность видимости является определяющим параметром в этом комплексе [7—12].

§ 1. Повторяемость градаций прозрачности приземного слоя атмосферы. Годовой ход

Хотя многие авторы занимались изучением горизонтальной прозрачности атмосферы, до настоящего времени ее климатологический аспект изучен недостаточно в связи с большой изменчивостью, несовершенством методов определения этой величины и наличием коротких рядов наблюдений. Визуальные наблюдения видимости днем по объектам, а ночью по огням не позволяли получить данные о суточном ходе этого элемента из-за неудовлетворительности этих наблюдений.

Использование объективного регистрирующего прибора М-37 [13] открывает большие возможности для изучения вопросов, связанных с прозрачностью атмосферы и ее ходом. В принципе прибор типа М-37 может измерять весь диапазон прозрачности атмосферы. Однако точность определения прозрачности зависит от соотношения степени помутнения и величины базы прибора. При малой базе точность определения большой прозрачности очень мала. Использование большой базы (когда источник света и приемник расположены на большом расстоянии друг от друга) связано с рядом технических и эксплуатационных трудностей. Поэтому практически возможности объективного регистратора прозрачности ограничиваются областью больших помутнений.

Для изучения большой прозрачности целесообразно использовать визуальные и визуально-инструментальные методы [14—19]. Настоящее исследование основывается на данных, полученных регистратором прозрачности М-37, и на наблюдениях, проведенных измерителем видимости ГГО [14—16].

Регистратор прозрачности М-37 [13] представляет собой прибор, основанный на принципе прямого измерения светового потока Φ , ослабленного слоем атмосферы l , между источником света и приемником.

Используя соотношение $\Phi = \Phi_0 e^{-\alpha l}$, где Φ — величина светового потока, не ослабленного атмосферой, легко найти показатель ослабления α , характеризующий горизонтальную прозрачность атмосферы. В регистраторе прозрачности М-37 источником света служит прожектор, приемником — фотоземель с усилительным устройством. Если усилитель обеспечивает линейную зависимость между фототоком и световым потоком, то ток на выходе усилителя пропорционален световому потоку на входном отверстии приемного устройства. Шкала регистратора прозрачности М-37 дает отсчет в величинах метеорологической дальности

видимости S . При расчете шкалы использована формула $S = \frac{l}{\alpha} \ln \frac{1}{\epsilon}$ для данного значения расстояния l от прожектора до приемника.

Как отмечает автор прибора [13], использование метода прямого измерения светового потока позволяет создать относительно несложную установку, но вместе с тем требует жестких условий высокой стабильности параметров на протяжении длительной эксплуатации установки. Необходимую точность измерений обеспечивают постоянство светового потока, создаваемого прожектором, неизменность коэффициента усиления, высокая механическая устойчивость и жесткость крепления элементов оптической системы. Источником света служит прожектор с диаметром отражателя 45 см и лампой накаливания мощностью 40 Вт, работающей в режиме 20% недокала в целях увеличения срока ее горения. Для обеспечения постоянства светового потока Φ_0 напряжение, подаваемое на лампу, стабилизируется.

Свет от прожектора попадает на объектив приемного устройства и фокусируется им в плоскости подвижной диафрагмы с диаметром отверстия около 1 мм и затем падает на катод фотоэлемента СЦВ-4. Малая диафрагма в фокусе объектива защищает фотоэлемент от рассеянного света.

Электронная часть приемного устройства представляет собой специальный усилитель фототока со стабилизированным выпрямителем для его питания. Электронная схема обеспечивает постоянство и линейность отсчетов. Кривая чувствительности сурьмяно-цезиевого фотоэлемента не приведена к кривой чувствительности глаза, однако при использовании низкотемпературной лампы накаливания это не приводит к существенным ошибкам в определении метеорологической дальности видимости в диапазоне измерения ее не выше 5 км. Ошибка измерения метеорологической дальности видимости S прибором М-37 при базе $l = 250$ м, что соответствует условиям его эксплуатации на АМСГ, может быть оценена [20] следующей таблицей:

S км	0,5	1,0	2,0	3,0	4,0	5,0
$\frac{dS}{S}$ %	1,5	3,0	6,0	9,0	12,0	15,0

Измеритель видимости ИВ-ГГО [14] представляет собой сочетание зрительной трубки бинокля с семикратным увеличением с оптическим ахроматическим клином, расположенным вблизи входного зрачка прибора.

При частично выведенном клине лучи света, проходящие через такую систему, образуют два изображения в фокальной плоскости объектива. Лучи, прошедшие через незакрытую часть объектива, дают центральное несмещенное изображение объекта; лучи, упавшие на клин и отклоненные, дают смещенное изображение. Эти два изображения смещены относительно друг друга на величину, соответствующую углу клина $1,5^\circ$. В поле зрения прибора угловое смещение указанных изображений равно 10° . Уменьшение контраста объекта с фоном достигается увеличением яркости неба вблизи горизонта несмещенного изображения. Весь процесс измерения сводится к тому, чтобы погасить смещенное изображение на фоне неба несмещенным. Отсчет, соответствующий данному положению клина, дает численное значение отношения действующих площадей клинового полудиска и открытой части объектива в момент гашения.

Приняв, что B_1 — яркость объекта несмещенного изображения, B_2 — яркость фона несмещенного изображения, B_1' — яркость объекта смещенного изображения, B_2' — яркость фона смещенного изображения, σ — действующая площадь клинового полудиска в момент гашения, t — коэффициент пропускания клинового полудиска, Σ — площадь

открытой части объектива в момент гашения, и погасив смещенное изображение, получим

$$\begin{aligned} B_1' &= B_1 \sigma t + B_2 \Sigma, \\ B_2' &= B_2 \sigma t + B_2 \Sigma, \\ B_2' - B_1' &= (B_2 - B_1) \sigma t. \end{aligned}$$

Контраст между объектом и фоном будет

$$\frac{B_2' - B_1'}{B_2'} = \frac{B_2 - B_1}{B_2} \frac{\sigma t}{\sigma t + \Sigma},$$

где $\frac{\sigma t + \Sigma}{\sigma t} = V$ — градуировочный множитель, равный отношению действующих площадей прибора. В момент гашения, т. е. в момент исчезновения объекта на фоне наложенной яркости неба, контраст объекта с фоном достигает значения порога контрастной чувствительности ε , т. е.

$$\frac{B_2' - B_1'}{B_2'} = \varepsilon.$$

Так как $\frac{B_2 - B_1}{B_2}$ — контраст объекта с фоном, формула примет вид

$$\varepsilon = \frac{K}{V}, \quad (1)$$

или

$$V = \frac{K}{\varepsilon}.$$

Значение V для каждого данного случая определяется по градуировочной кривой прибора.

В качестве объектов были использованы разнообразные, по возможности более темные объекты, проектирующиеся на фоне неба у горизонта. Метеорологическая дальность видимости S определялась по формуле

$$S = \frac{1,5L}{\lg V_0 - \lg V},$$

где L — расстояние до объекта наблюдения, $V_0 = \frac{K_0}{\varepsilon}$ — степень видимости объекта при отсутствии на нем дымки, определенная по заранее составленной таблице, K_0 — истинный контраст объекта с фоном, не измененный воздушной дымкой, ε — порог контрастной чувствительности, $V = \frac{K}{\varepsilon}$ — степень видимости объекта под дымкой — отсчет по прибору в момент исчезновения объекта в поле зрения прибора, K — контраст объекта под дымкой с фоном.

Средняя квадратическая ошибка $\frac{\Delta S}{S}$ отдельного измерения составляла 20%, если отношение величины метеорологической дальности видимости к расстоянию до объекта, по которому она определяется, не превышало пяти. При наших наблюдениях это условие всегда выполнялось. Объем использованных в работе наблюдений приведен в табл. 1.

При обобщении материалов по прозрачности прежде всего целесообразно выяснить, насколько часто встречаются в атмосфере различные состояния мутности. Заключение об этом можно сделать из анализа ма-

териалов табл. 2. Градации взяты до 10 км через 1 км, все случаи с дальностью видимости больше 10 км объединены в одну группу. В третьей графе таблицы представлена вероятность появления различных градаций метеорологической дальности видимости.

Таблица 1

Месяц	1955 г.	1956 г.	1957 г.	1958 г.	1959 г.	1960 г.	1961 г.	Сумма за месяц
I	—	557	645	713	623	686	668	3 892
II	—	511	660	602	642	602	637	3 654
III	—	671	654	675	646	664	681	3 991
IV	—	612	636	657	698	675	—	3 278
V	—	—	718	668	744	599	—	2 729
VI	—	—	717	713	504	—	—	1 934
VII	—	—	723	570	511	—	—	1 804
VIII	—	717	691	—	711	—	—	2 119
IX	—	712	697	702	711	—	—	2 822
X	—	732	739	621	732	—	—	2 824
XI	—	613	679	692	—	—	695	2 679
XII	521	502	725	730	696	—	656	3 830
Сумма за год . .	521	5627	8284	7343	7218	3226	3337	35 556

Таблица 2

Градация, км	Число случаев	Вероятность, %
0—1	746	2,1
1—2	1 348	3,8
2—3	1 678	4,7
3—4	1 875	5,3
4—5	1 921	5,4
5—6	1 653	4,6
6—7	1 379	3,9
7—8	1 753	4,9
8—9	1 013	2,9
9—10	2 924	8,3
>10	19 192	54,0
Сумма	35 619	100,0

Из рассмотрения табл. 2 видно, что в 54% случаев дальность видимости была выше 10 км. Сравнительно мало случаев с дальностью видимости меньше 1 км. За 7 лет наблюдений на Оптическом полигоне в Воейково, расположенном на берегу озера и имеющем благоприятные условия для образования радиационных туманов, зарегистрировано лишь 746 случаев с метеорологической дальностью видимости меньше 1 км, что составляет 2% всех наблюдений. Все остальные случаи наблюдений распределены равномерно по всем градациям. Проследив повторяемость отдельных градаций видимости в течение года, можно убедиться, что имеет место определенная закономерность [21].

На рис. 1 представлен годовой ход вероятности появления различных градаций метеорологической дальности видимости в процентах от общего числа случаев для каждой отдельной градации. По оси абсцисс отложены месяцы, по оси ординат — вероятность появления того или иного интервала значений метеорологической дальности видимости.

Градации выбраны следующим образом: объединены в одну градацию 1, 2 и 3 балла (туман), далее идут градации 4, 5 и 6 баллов отдельно каждая, а 7, 8 и 9 баллов объединены вместе. Как следует из рис. 1, все степени помутнения имеют четко выраженный годовой ход: повторяемость низких значений прозрачности увеличивается в зимние месяцы, уменьшается летом. Наибольшую амплитуду годового хода имеет градация 1—2 км. Так, например, в январе в 14 раз больше случаев с дальностью видимости 1—2 км, чем в июле. Дымка, характеризующаяся видимостью 4—10 км, встречается часто в любое время года. В зимние месяцы повторяемость этого интервала видимости в 2,5 раза больше,

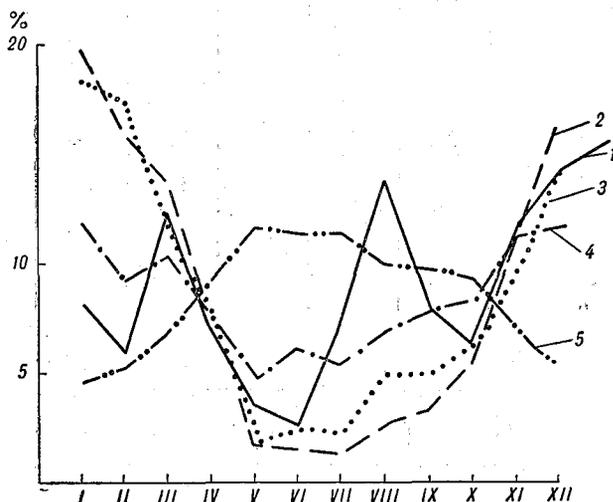


Рис. 1. Годовой ход вероятности различных градаций метеорологической дальности видимости.
 1— $S \leq 1$ км, 2— $S = 1,1 \div 2$ км, 3— $S = 2,1 \div 4$ км,
 4— $S = 4,1 \div 10$ км, 5— $S > 10$ км.

чем летом, т. е. амплитуда годового хода невелика. Вероятность появления отдельных градаций в зимний и летний периоды различна. Например, с апреля по октябрь редко встречаются дымки с метеорологической дальностью видимости 1—2 км. С ноября по март появление этой градации наиболее вероятно. Такой же противоположный ход зимой и летом имеют и градации 5 и 6 баллов. В апреле и ноябре появление всех указанных градаций видимости равновероятно. Две крайние градации (случаи тумана и видимости более 10 км) отличаются от остальных в годовом ходе. Кривая повторяемости туманов имеет три максимума, которые наблюдаются в марте, августе и декабре. Большое число случаев тумана в августе, по-видимому, связано с расположением Оптического полигона на берегу озера. В августе часто наблюдаются радиационные туманы и туманы испарения, имеющие чисто местное значение. Кривая годового хода вероятности дальности видимости больше 10 км имеет максимум не в зимние месяцы, как все предыдущие кривые, а летом. Горизонтальная прозрачность приземного слоя атмосферы летом увеличивается, что хорошо согласуется с данными других авторов.

Далее, из рассмотрения рис. 1 видно, что нецелесообразно делить год на четыре сезона, как это принято при изучении других метеорологических элементов. Четко намечаются два типа распределения видимости — зимний и летний, в которых ход отдельных градаций является

противоположным. Это отчетливо видно и при рассмотрении кривых распределения видимости в отдельные месяцы. Наблюдается определенная закономерность в изменении формы кривых распределения от

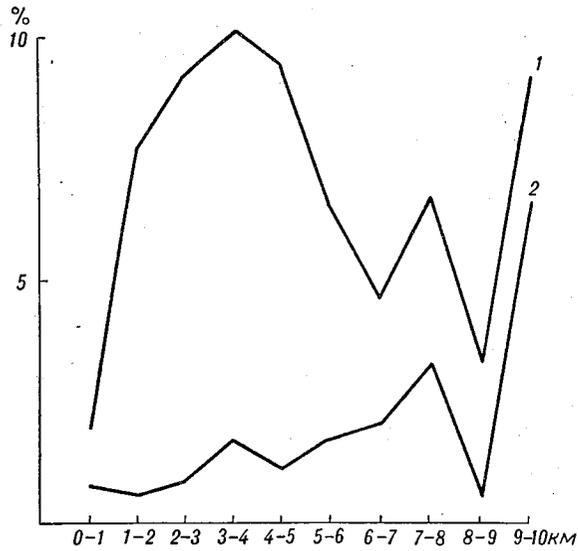


Рис. 2. Вероятность появления различных градаций видимости в течение месяца.
1 — январь, 2 — май.

месяца к месяцу. Они распадаются на две группы, соответствующие зимнему и летнему типам.

На рис. 2 приведены две такие кривые — для января и мая. По оси абсцисс даны градации видимости через 1 км, по оси ординат — вероятность появления выбранных интервалов метеорологической дальности

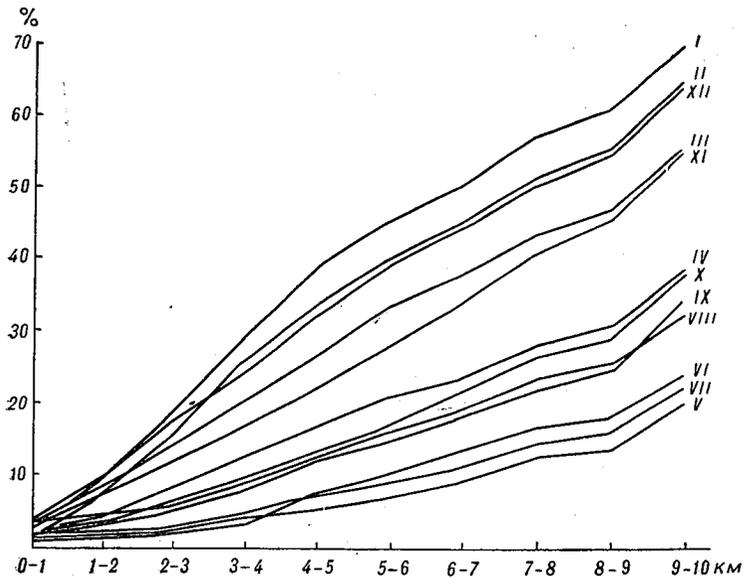


Рис. 3. Интегральные кривые вероятности появления различных градаций метеорологической дальности видимости.

видимости в процентах. Кривая 1 построена для января — месяца с самой низкой прозрачностью, кривая 2 — для мая. Май выбран потому, что именно в этом месяце атмосфера в условиях Воейково оказалась наиболее прозрачной. Летний тип распространяется на все месяцы с мая по сентябрь. Начиная с октября кривые приобретают форму, аналогичную верхней кривой рис. 2, построенной для января. Для всех месяцев с октября по апрель максимум повторяемости находится в области низких значений прозрачности. Вторичный максимум, проходящий на интервал видимости 7—8 км, прослеживается во все месяцы.

На рис. 3 приведены интегральные кривые вероятности различных градаций видимости, построенные для всех месяцев года. Они дают возможность внутри каждого типа рассмотреть детальные особенности кривых. Месяцы, относящиеся к зимнему и летнему типам распределения видимости, имеют разную крутизну кривых и резко отличаются друг от друга. Внутри каждого типа намечается еще деление на подгруппы. Так, май, июнь и июль объединяются вместе. Февраль и декабрь имеют почти одинаковые интегральные кривые. Переходные месяцы октябрь и апрель по форме интегральных кривых присоединяются к летней группе.

Возможно, что в другом пункте можно ожидать других закономерностей в годовом ходе метеорологической дальности видимости.

§ 2. Суточный ход прозрачности приземного слоя атмосферы

Суточный ход горизонтальной прозрачности нельзя проследить по ленте регистратора. Однако статистическая обработка многолетнего материала наблюдений позволяет выявить некоторые закономерности, связанные с изменением видимости в течение суток [22]. Поскольку в материале, которым мы располагаем для изучения суточного хода, значения видимости, превышающие 10 км, не могут быть количественно уточнены, нельзя получить суточный ход в том смысле, как это принято для других элементов в метеорологии. Мы не можем указать средние значения метеорологической дальности видимости в определенные часы суток, а можем лишь подсчитать частоту появления отдельных градаций видимости. Такая обработка данных регистратора прозрачности была произведена за семь лет. Вероятностные кривые суточного хода оказались однотипными для всех градаций видимости, выбранных с интервалом 1 км, до 10 км и характеризуются увеличением вероятности низкой видимости в ночное время и уменьшением числа случаев с низкой видимостью днем.

Однако, для того чтобы сравнить суточный ход видимости в разные месяцы, неудобно иметь много градаций. Проще выбрать одну градацию видимости и проследить изменение суточного хода в разные месяцы. Для этой цели была взята интегральная кривая вероятности появления метеорологической дальности видимости меньше 10 км. Характер метеорологического явления, вызвавшего снижение видимости, не учитывается. Поэтому сюда вошли все случаи видимости в метелях, снегопадах, дождях и т. д.

На рис. 4 изображены кривые суточного хода вероятности видимости меньше 10 км для всех месяцев года. По оси абсцисс нанесены часы суток, по оси ординат — интегральная вероятность видимости меньше 10 км в процентах. Римские цифры возле каждой кривой указывают месяц, для которого кривая построена. В левой части рисунка построены кривые для первой половины года, с января по июнь. В правой

части рис. 4 показаны кривые суточного хода с июля по декабрь. На каждой кривой кружочками обозначено время восхода и захода Солнца. Как следует из рис. 4, каждый месяц характеризуется своей кривой суточного хода, отличной от кривых для других месяцев, хотя все они похожи. Общим для всех месяцев является увеличение числа случаев с видимостью меньше 10 км в ночное время и уменьшение их днем.

Если рассматривать все месяцы последовательно начиная с января, можно заметить, что каждый следующий месяц отличается от предыдущего еще тем, что число случаев с плохой видимостью в дневные часы становится меньше. Летние месяцы, как уже было показано выше, являются самыми прозрачными. Противоположная картина наблюдается

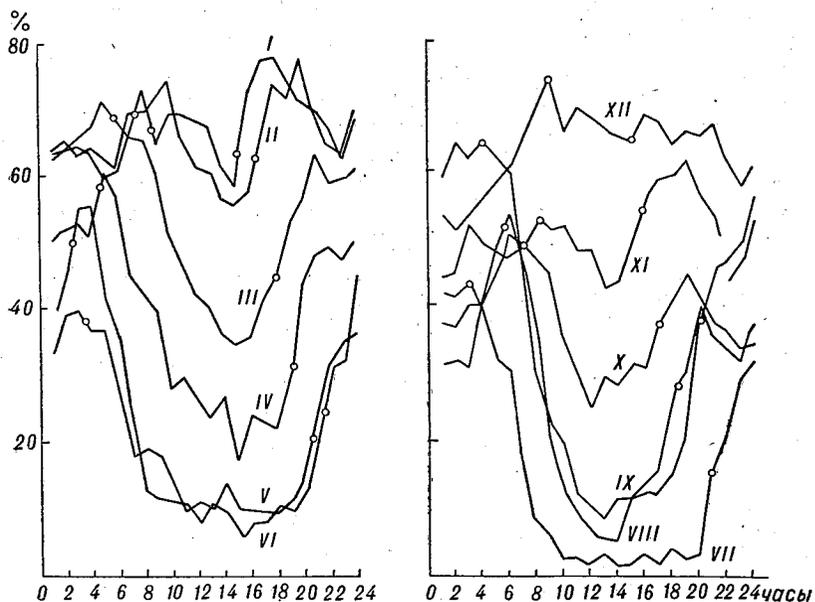


Рис. 4. Суточный ход вероятности дальности видимости меньше 10 км.

при переходе от летних месяцев к зимним. Кривая вероятности видимости меньше 10 км для большинства месяцев имеет два максимума в суточном ходе, больший из которых приходится на время перед восходом Солнца, а меньший наблюдается спустя некоторое время после захода Солнца. Исключение составляют зимние месяцы и ноябрь; для всех этих месяцев вечерний максимум по абсолютной величине больше утреннего. В летние месяцы вечерний максимум почти сглаживается и имеет место простой суточный ход прозрачности с минимальными значениями перед восходом Солнца. Самые высокие значения прозрачности наблюдаются в послеполуденные часы. Особенно четкие закономерности суточного хода имеют место для всех месяцев с марта по октябрь. В зимние месяцы периодичность изменения горизонтальной прозрачности нарушается; уменьшается суточная амплитуда. Возможно, это связано с увеличением роли осадков в снижении прозрачности. Появление осадков равновероятно в любое время суток, и это имеет определенное влияние на вид кривых суточного хода прозрачности, затушевывая основные закономерности.

§ 3. Суточный и годовой ход метеорологической дальности видимости для пунктов Советского Союза, расположенных в различных климатических районах

Наличие определенной периодичности годовых и суточных изменений видимости в Воейково, не противоречащих выводам разных авторов, изучавших прозрачность в других пунктах, дает основание предполагать существование аналогичных закономерностей изменения прозрачности в других местах. Разумеется, этого можно ожидать для тех мест, где влияние пыли и мглы на прозрачность не является определяющим.

Чтобы выяснить, каков характер изменения видимости в других географических пунктах, можно воспользоваться лишь стандартными визуальными наблюдениями, которые проводятся на сети гидрометеорологических станций. Материалы, полученные с помощью тех регистраторов прозрачности, которые уже в течение ряда лет работают в некоторых аэропортах, нельзя обработать. Дело в том, что прибор М-37, предназначенный для оперативного обслуживания авиации, выключается, согласно инструкции, в тех случаях, когда дальность видимости больше 3 км, т. е. нарушается непрерывность рядов наблюдений. На лентах регистратора не проставляются названия явлений, за счет которых произошло снижение прозрачности. Это делает невозможным обобщение данных оперативной службы АМСГ. Сетевые визуальные наблюдения могут быть обработаны лишь для светлого времени суток.

Было выбрано несколько пунктов, расположенных в различных частях Советского Союза [23]. Для каждого пункта подсчитывалась средняя за 5 лет интегральная вероятность появления видимости меньше 10 км независимо от явлений погоды. Полученные кривые годового хода для десяти пунктов приведены на рис. 5. По оси абсцисс отложены месяцы, по оси ординат — вероятность видимости меньше 10 км в процентах. Как видно из рис. 5, семь пунктов из десяти имеют такой же годовой ход, как и в Воейково, хотя расположены совсем в других условиях в смысле режима температуры, влажности и состава аэрозолей. Действительно, Ташкент, Батуми, Мурманск, расположенные на разных широтах, имеют совершенно отличные климатические условия, тем не менее закономерность изменения прозрачности в течение года одна и та же: в зимние месяцы увеличивается число случаев с низкой прозрачностью. Амплитуда годового хода больше для континентальных мест, чем для прибрежных. Среди тех станций, которые были исследованы нами, минимальная амплитуда годового хода прозрачности оказалась в Карадаге.

Во Владивостоке, Петропавловске-Камчатском и Южно-Курильске годовой ход прозрачности в приземном слое противоположен годовому ходу прозрачности в Воейково. В этих пунктах больше всего случаев с видимостью меньше 10 км отмечено именно в летние месяцы; вероятность видимости меньше 10 км наибольшая в июле. Для Петропавловска-Камчатского годового хода прозрачности оказывается более сглаженным, чем во Владивостоке и Южно-Курильске. Некоторое уменьшение вероятности появления низкой прозрачности отмечается в мае и июне. В июле прозрачность самая низкая.

На рис. 5, кроме интегральных кривых, характеризующих годовой ход интегральной вероятности видимости меньше 10 км, приведены кривые годового хода относительной влажности. Чтобы не загромождать рисунок, годовой ход влажности приведен лишь для двух мест — Владивостока и Киева. В других пунктах, относящихся к каждой из двух групп, на которые по характеру годового хода делятся выбранные

пункты, годовой ход относительной влажности будет аналогичным. Далее, на рис. 5 можно проследить подобие кривых годового хода относительной влажности и вероятности метеорологической дальности видимости меньше 10 км. Увеличение числа случаев с видимостью меньше 10 км в летние месяцы для Владивостока и Южно-Курильска соответствует увеличению относительной влажности в эти месяцы.

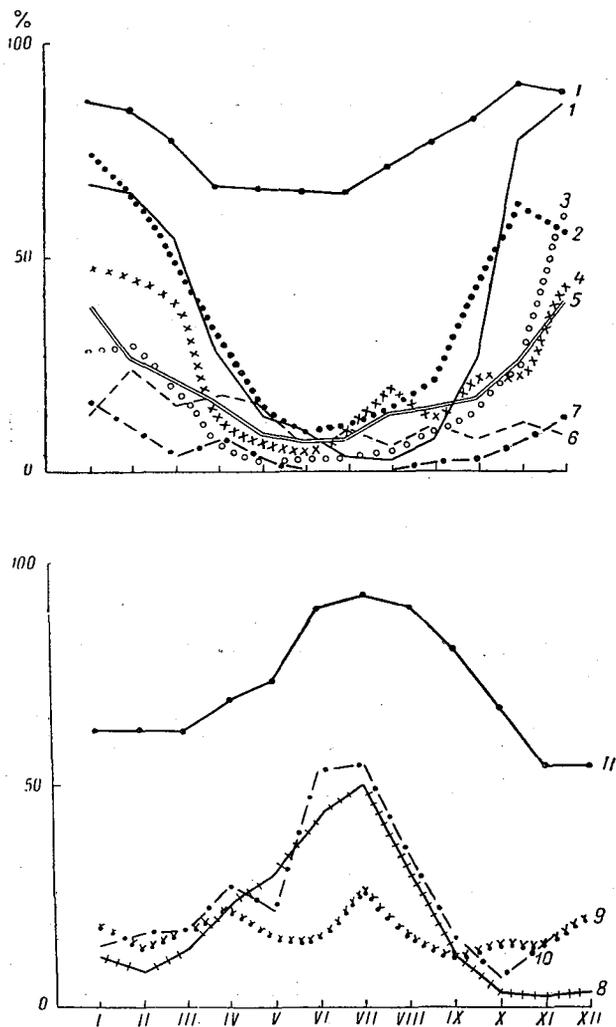


Рис. 5. Годовой ход вероятности дальности видимости меньше 10 км для различных пунктов Советского Союза.

1 — Алма-Ата, 2 — Киев, 3 — Ташкент, 4 — Свердловск, 5 — Мурманск, 6 — Батуми, 7 — Карадаг, 8 — Южно-Курильск, 9 — Петропавловск-Камчатский, 10 — Владивосток. 1 — относительная влажность для Киева, 11 — относительная влажность для Владивостока.

Не менее интересно было бы проследить в различных пунктах изменение видимости в течение суток. Однако, в связи с тем что наблюдения за метеорологической дальностью видимости проводятся лишь в климатологические сроки, причем надежность ночных наблюдений по визуальной методике очень невелика, можно получить только некоторое представление о характере изменения видимости в течение суток. В качестве

примера на рис. 6 приведен суточный ход вероятности появления видимости меньше 10 км для Киева, Ташкента и Владивостока. Месяцы, для которых построен суточный ход, обозначены римскими цифрами.

Как видно на рис. 6, для всех трех пунктов самое большое число случаев с видимостью меньше 10 км приходится на утренний срок. В дневное время имеет место увеличение прозрачности. Иными словами, закономерность изменения метеорологической дальности видимости в течение суток во Владивостоке, Киеве и Ташкенте имеет такой же характер, как и в Воейково. Это же относится ко всем пунктам, годовой ход для которых приведен на рис. 5. Как было показано на рис. 5, годовой ход вероятности видимости меньше 10 км для Владивостока

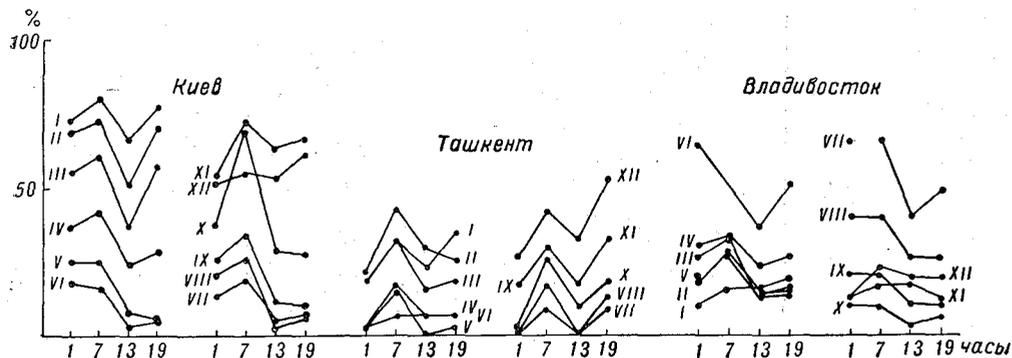


Рис. 6. Вероятность появления видимости меньше 10 км в климатические сроки.

противоположен годовому ходу прозрачности в Ташкенте, а суточный ход для всех пунктов оказался одинаковым.

§ 4. Прозрачность атмосферы в вертикальном и горизонтальном направлениях

Выводы о характере изменения горизонтальной прозрачности в течение суток и года, изложенные в предыдущих параграфах, находятся в явном противоречии с теми сведениями о прозрачности всей атмосферы, которые известны из литературы. Действительно, данные о прозрачности всей атмосферы, полученные многими авторами [24, 25 и др.] из актинометрических наблюдений, проводившихся в разных географических пунктах, показывают, что прозрачность атмосферы для солнечного излучения больше зимой, а летом имеет минимальные значения; прозрачность ухудшается в дневное время. Горизонтальная прозрачность в приземном слое наибольшая в летнее время, а в суточном ходе в дневные часы. Таким образом, актинометрическая прозрачность и прозрачность приземного слоя имеют противоположный годовой и дневной ход, причем это справедливо для различных пунктов.

Следует заметить, что исследования горизонтальной и наклонной прозрачности проводились независимо друг от друга. Интересно сопоставить одновременные измерения этих величин. Такая работа была выполнена по наблюдениям в Воейково [26]. Были привлечены наблюдения за актинометрической прозрачностью М. П. Чижевской [27] в период с 1956 по 1960 г. и данные, полученные с помощью регистратора прозрачности. Коэффициенты актинометрической прозрачности вычислялись по значениям прямой солнечной радиации, приведенным по методу С. И. Сивкова [28] к постоянной оптической массе. В те же сроки,

когда проводились актинометрические наблюдения, с лент регистратора были сняты значения горизонтальной прозрачности приземного слоя.

Объем использованного материала представлен в табл. 3. В зимнее время в условиях Воейково мало ясных дней, пригодных для изучения актинометрической прозрачности, поэтому число наблюдений невелико.

Для каждого месяца были подсчитаны средние значения коэффициентов вертикальной и горизонтальной прозрачности. Полученные величины представлены на рис. 7, где по оси абсцисс отложены месяцы, а по оси ординат — значения коэффициентов ослабления. Кривая 2 рис. 7 изображает годовой ход коэффициента ослабления для всей атмосферы при массе $m=2$ (высота Солнца $h_{\odot}=30^{\circ}$). Кривая 1 представляет годовой ход коэффициента ослабления для горизонтального приземного слоя атмосферы на пути 240 м (база регистратора прозрачности). Как видно из рис. 7, обе кривые имеют противоположный годовой ход. Коэффициент ослабления для всей атмосферы увеличивается в летние месяцы, т. е. прозрачность уменьшается. В приземном горизонтальном слое, наоборот, коэффициент ослабления уменьшается летом, что соответствует увеличению прозрачности. Пределы изменения коэффициента прозрачности в течение года в горизонтальном приземном слое больше, чем для всей атмосферы.

Таблица 3

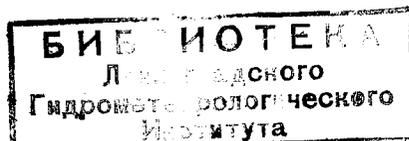
Месяц	1956 г.	1957 г.	1958 г.	1959 г.	1960 г.	Всего случаев
I	2	4	3	4	3	16
II	11	1	1	6	9	28
III	29	15	22	20	20	106
IV	16	25	15	10	39	105
V		24	17	25	32	98
VI		26	35	16		77
VII		23	18	27		68
VIII		7	16	18		42
IX		6	10	1		28
X		4	4	1		15
XI		3	6			14

1959 г.

Сопоставление дневного хода вертикальной и горизонтальной прозрачности проведено для июня и августа. Выбраны только два летних месяца, так как в эти месяцы благодаря большой продолжительности дня имеется большое число наблюдений в течение дня, позволяющее проследить дневной ход. Результаты представлены на рис. 8, где по оси абсцисс отложено время, по оси ординат — коэффициент ослабления для всей атмосферы, приведенный, как было указано ранее, к массе $m=2$ (кривые 5 и 6), и для горизонтального приземного слоя (кривые 1 и 2).

Из рассмотрения кривых рис. 8 следует, что в то время как прозрачность всей атмосферы уменьшается в полуденные часы, горизонтальная прозрачность приземного слоя увеличивается. Все кривые на рис. 8 несимметричны относительно полудня. Коэффициенты ослабления для всей атмосферы в послеполуденные часы больше, чем утром; в приземном слое коэффициент ослабления быстро уменьшается в утренние часы и медленнее возрастает к вечеру.

Таким образом, получается, что с увеличением запыленности и влагосодержания атмосферы в летние месяцы и в дневные часы горизонтальная прозрачность в нижнем слое атмосферы тоже увеличивается. Это явление, по-видимому, можно объяснить двумя причинами.



Во-первых, развитие конвекции в дневное время способствует выносу продуктов загрязнения в верхние слои атмосферы, уменьшая ее вертикальную прозрачность. В нижнем горизонтальном слое при этом будет наблюдаться увеличение прозрачности. Во-вторых, происходит увеличение абсолютной влажности не только у земли, но и на высотах, куда поднимается восходящими потоками влажный воздух. Увеличение влагосодержания на пути солнечного луча приводит к ослаблению интенсивности прямой солнечной радиации и, следовательно, констатируется как ухудшение прозрачности. Многими авторами [29—32] для разных пунктов получена связь актиметрической прозрачности с абсолютной влажностью.

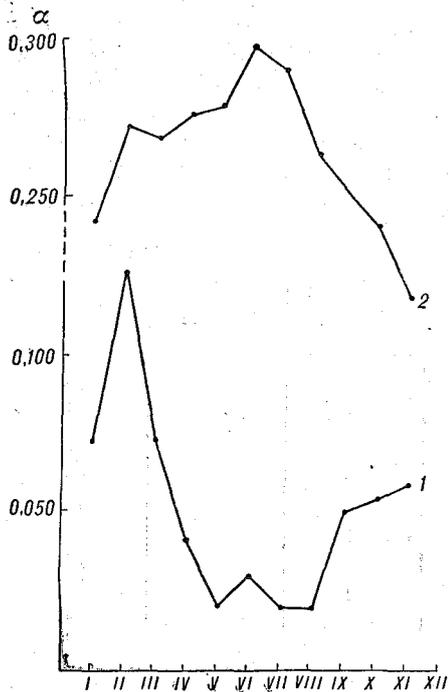


Рис. 7. Годовой ход коэффициентов ослабления для горизонтального приземного слоя (1) и для всей атмосферы (2).

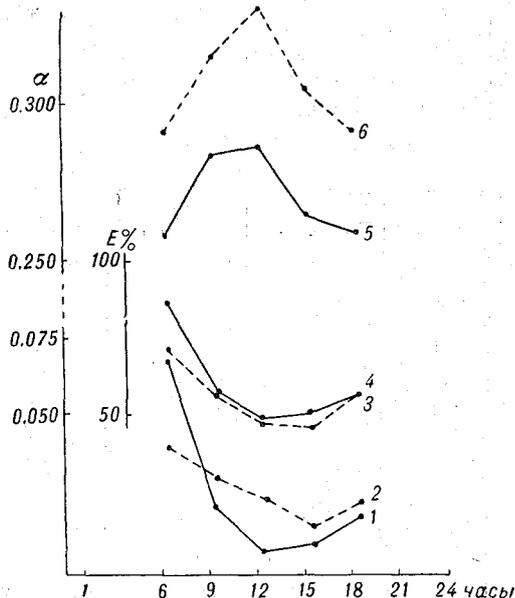


Рис. 8. Дневной ход горизонтального (1, 2) и наклонного (5, 6) коэффициентов ослабления (3, 4 — годовой ход относительной влажности).

В нижнем слое летом и в дневные часы происходит увеличение абсолютной влажности, в то же время уменьшается относительная влажность. К последней характеристике влажности прозрачность приземного слоя оказывается более чувствительной, как будет показано в главе II. На рис. 8 кривые 3 и 4 показывают дневной ход относительной влажности для июня и августа соответственно, построенный по значениям относительной влажности именно в те сроки, в которые проводились одновременные наблюдения за вертикальной и горизонтальной прозрачностью. Как следует из рис. 8, коэффициент ослабления в приземном слое увеличивается при увеличении относительной влажности, и наоборот. В июне и августе коэффициент ослабления имеет минимальные значения в разные сроки, а именно: в августе в 12 час. 30 мин., в июне в 15 час. 30 мин. Минимуму горизонтального коэффициента ослабления соответствует минимум относительной влажности.

Если сопоставить средние месячные коэффициенты ослабления приземного слоя и относительную влажность, как это сделано на рис. 9, можно заметить, что при увеличении относительной влажности увеличивается и коэффициент ослабления, следовательно, уменьшается прозрачность нижнего слоя атмосферы. При малых значениях относительной влажности уменьшение прозрачности происходит медленно. В случае больших значений относительной влажности небольшое изменение ее приводит к значительному уменьшению или увеличению горизонтальной прозрачности. Сильное влияние относительной влажности на прозрачность приземного слоя воздуха, по-видимому, связано с тем, что увеличение относительной влажности способствует росту гигроскопических частичек, в изобилии взвешенных в нижнем слое. Роль абсолютной влажности в увеличении размеров частиц аэрозоля, по всей вероятности, невелика. Влияние абсолютной влажности на горизонтальную прозрачность менее существенно еще и потому, что наблюдения за горизонтальной прозрачностью производятся в видимой области спектра, где отсутствует поглощение радиации водяным паром.

Таким образом, получается, что для всей атмосферы основным фактором, определяющим ее прозрачность, является абсолютная влажность; на горизонтальную прозрачность большее влияние оказывает относительная влажность. Закономерности изменения прозрачности всей толщи атмосферы отличны от закономерностей, которым подчиняется прозрачность приземного слоя воздуха в горизонтальном направлении.

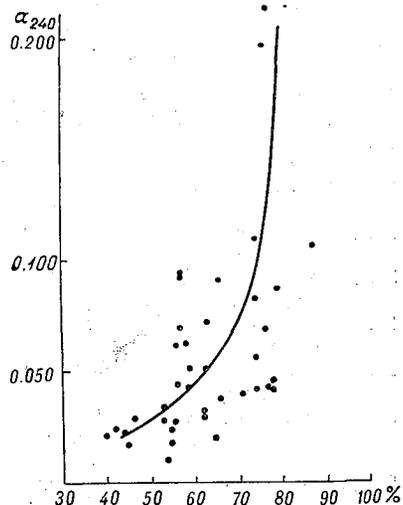


Рис. 9. Связь средних месячных коэффициентов ослабления с относительной влажностью.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богданович Г. Об измерениях видимости невооруженным глазом. *Метеорол. вестн.*, № 6, 1929.
2. Mey A. Die Sichtverhältnisse des Flugplatzes von Bremenhaven, *Erfahrungsberichte des Deutschen Flugwetterdienst.* Bd 9, H. 12, 1934.
3. Burt W. A study of the relation of visibility to air pollution. *Amer. Industr. Hug. Assoc. J.*, No 2, 22, 1961.
4. Fukunaga T., Hosoi J., Shinomiya H. Visibility and ceiling at the Osaka International Airport. *J. Met. Res.*, No 6, 1961.
5. Reiniche G. Beobachtungen über die Sichtigkeit der Luft. *Ann. d. Hydrogr. und Marit. Met. Jahrg.* 44, 1916; 45, 1917; 46, 1918.
6. Peppler A. Ergebnisse von Sichtmessungen in Karlsruhe mit vergleichenden Untersuchungen. *Beitr. Zur Phys. d. freien Atmosph.*, Bd 13, H. 2, 1927.
7. Hamberg H. E. Über die Durchsichtigkeit des Luft im Upsala. *Zs. d. Österr. Ges. f. Met.*, Bd XVI, 1881.
8. Курихара. Статистическое изучение видимости. *Journ. Meteorol. Soc. Japan*, 31, No 2, 1953.
9. Hastenrath S. Über die Sichtverhältnisse in San Salvador und ihre Abhängigkeit von meteorologischen Faktoren. *Arch. Met. Geophys. und Bioklimat. Ser. B.*, Bd 13, H. 1, 1963.
10. Клюкин Н. К., Сапожникова С. А. О характеристике дальности видимости применительно к запросам сухопутного транспорта. *Труды НИИАК*, вып. 11, 1963.

11. Титов В. И. О некоторых сезонных особенностях условий погоды в аэропортах Ленинград, Внуково, Курск, Харьков, Ростов-на-Дону, определяемых высотой облаков и видимостью. Труды НИИАК, вып. 11, 1963.
12. Шапаев В. М. Влияние ветра на колебания видимости и высоты облачности. Труды ГГО, вып. 163, 1964.
13. Горышин В. И. Установка для измерения и регистрации горизонтальной прозрачности атмосферы. Труды ГГО, вып. 100, 1960.
14. Гаврилов В. А. Новый измеритель видимости с увеличивающейся яркостью поля зрения. Метеорология и гидрология, № 6, 1949.
15. Гаврилов В. А. Об инструментальном определении дальности видимости реальных объектов. Труды ГГО, вып. 42, 1953.
16. Гаврилов В. А. О новом принципе измерения метеорологической дальности видимости. Метеорология и гидрология, № 11, 1959.
17. Гаврилов В. А. О возможности точных измерений с помощью измерителя видимости. Светотехника, № 5, 1960.
18. Дашкевич Л. Л. Поляризационный измеритель видимости М-53 и методика наблюдений. Труды НИИГМП, вып. 10, 1961.
19. Савиковский И. А. Результаты полевых испытаний поляризационного измерителя видимости М-53. Труды НИИГМП, вып. 10, 1961.
20. Горышин В. И. Об оценке точности объективных измерений метеорологической дальности видимости. Труды ГГО, вып. 169, 1964.
21. Довгялло Е. Н. Суточный и годовой ход метеорологической дальности видимости. Труды ГГО, вып. 153, 1964.
22. Довгялло Е. Н. О суточном ходе метеорологической дальности видимости. Труды ГГО, вып. 169, 1965.
23. Довгялло Е. Н. Суточный и годовой ход вероятности дальности видимости меньше 10 км. Труды ГГО, вып. 184, 1966.
24. Батыгина А. М. Фактор мутности земной атмосферы для некоторых пунктов СССР. Труды ГГО, т. 1, № 1, 1934.
25. Цуцкеридзе Я. А. Фактор мутности атмосферы для некоторых пунктов Грузии по наблюдениям в период МГГ. Труды 5-го Межведомственного совещания по актинометрии и оптике атмосферы. Изд-во «Наука», М., 1964.
26. Довгялло Е. Н. Прозрачность атмосферы в вертикальном и горизонтальном направлениях. Труды ГГО, вып. 169, 1965.
27. Чижевская М. П. Прямая радиация в Воейково и использование ее для определения характеристик прозрачности атмосферы. Труды ГГО, вып. 112, 1961.
28. Сивков С. И. Обобщение эмпирических зависимостей между интенсивностью солнечной радиации, высотой Солнца и прозрачностью атмосферы. Труды ГГО, вып. 115, 1960.
29. Калитин Н. Н. Роль водяного пара в изменениях прозрачности атмосферы. Метеорол. вестн., № 2, 1925.
30. Калитин Н. Н. Прозрачность земной атмосферы по наблюдениям в Слущке. Геофиз. сб., т. IV, 1925.
31. Калитин Н. Н. Об ослаблении солнечной радиации водяным паром и аэрозолями. Метеорология и гидрология, № 1, 1947.
32. Пясковская-Фесенкова Е. В. Исследование рассеяния света в земной атмосфере. Изд-во АН СССР, М., 1957.

ГЛАВА II

ПРОЗРАЧНОСТЬ АТМОСФЕРЫ ПРИ РАЗЛИЧНЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЯХ

Введение

Прозрачность приземного слоя атмосферы для видимой области спектра может быть рассмотрена в различных аспектах. Если исходить из основной метеорологической задачи — разработки методики прогноза прозрачности, следует решать ее применительно к конкретной метеорологической ситуации. Таким образом, представляется целесообразным рассматривать прозрачность, присущую каждому метеорологическому явлению, влияющему на оптические свойства атмосферы.

Изменение оптических свойств атмосферы, а именно уменьшение прозрачности релеевской атмосферы, вызывается следующими явлениями, изучаемыми метеорологией: дымкой, туманом, осадками (дождем, снегопадом или смешанными формами осадков), метелями, пыльными бурями, мглой, т. е. всеми теми явлениями, при которых в атмосфере, кроме молекул газов, имеются и крупные частицы. Каждое из указанных метеорологических явлений, снижающих прозрачность, представляет самостоятельный интерес, как имеющее значение во многих других народнохозяйственных вопросах. Это особенно относится к осадкам. Эти соображения заставляют в данной главе рассматривать прозрачность в каждом из перечисленных явлений отдельно.

Ряд работ, выполненных в разное время, посвящен вопросу влияния каждого отдельного явления погоды на прозрачность атмосферы. Конечная цель этих исследований состояла в получении некоторых средних характеристик прозрачности.

Из указанных выше метеорологических явлений авторами настоящей монографии не рассматривались пыльные бури, мгла и метели без выпадения снега, поскольку эти явления отражают в основном закономерности локального характера: состояние и тип подстилающей поверхности, скорость и направление ветра, местные источники загрязнения и т. д., тогда как в исследовании дымки, туманов и осадков удается установить более общие физические закономерности, не связанные с физико-географическими особенностями пункта наблюдения. В Лаборатории атмосферной оптики Главной геофизической обсерватории изучалась прозрачность в дымках, туманах и осадках (в дожде и снегопаде).

Поскольку применяемое в оптике атмосферы понятие дымки отличается от метеорологического термина «дымка» ($1 \text{ км} < S < 10 \text{ км}$), следует заметить, что в данной работе под термином «дымка» понимаются все степени помутнения атмосферы, характеризующиеся дальностью

видимости больше 1 км. Большой объем наблюдений за прозрачностью приземного слоя атмосферы при помощи регистратора М-37 на Оптическом полигоне в Воейково дает возможность провести детальный анализ распределения значений горизонтальной прозрачности при типичных для Ленинградской области явлениях погоды.

Каждому метеорологическому явлению свойственна своя кривая распределения повторяемости видимости. Однако для практики важно знать не только частоту появления отдельной градации видимости, но и период ее изменений. В течение данного метеорологического явления наблюдаются пульсации прозрачности с амплитудой и частотой, характерными для этого явления. Это связано с турбулентностью атмосферы. Неоднородности поля температуры и влажности, создающие области с различными значениями коэффициента преломления, приводят к изменению направления и интенсивности светового луча, что воспринимается глазом или прибором как изменение прозрачности.

Прозрачность атмосферы в видимой области спектра в каждом из рассматриваемых явлений определяется свойствами крупных частиц, составляющих аэрозоль. Это обстоятельство определяет единое направление теоретического исследования ослабления видимого света, заключающееся в применении теории рассеяния крупными частицами, поскольку явление собственного поглощения в этой области спектра практически отсутствует. Однако при общей теоретической основе ослабление света в каждом из вышеуказанных явлений имеет свои особенности, обусловленные природой частиц, их формой, размерами и концентрацией. Особенное значение при этом имеют размеры частиц, ибо по теории рассеяния показатель ослабления на крупных частицах пропорционален поперечному сечению частиц, причем коэффициент пропорциональности связан также с их размерами.

Наиболее мелкими и разнообразными не только по форме, но и по своей природе являются частицы дымки: сухие пылевые частицы, очень мелкие капли или разбухшие гигроскопические ядра конденсации — частицы с водяной оболочкой. Поскольку частицы дымки являются субмикроскопическими, не существует методов прямого измерения размеров этих частиц и их числа.

Частицы, образующие туман, т. е. взвешенные в воздухе капли воды или кристаллики льда, являются более крупными, поэтому существуют прямые методы изучения спектров этих частиц, с помощью которых возможно непосредственное улавливание частиц с поперечником в несколько микрон и рассмотрение их под микроскопом. Однако в тумане имеются и более мелкие капли, которые мы рассматриваем как составляющие фон дымки, подразумеваемая под туманом более крупные частицы, так называемые грубодисперсные.

Наконец, частицы осадков могут быть непосредственно наблюдаемы невооруженным глазом от самых мелких до самых крупных. Это позволяет для грубодисперсных аэрозолей производить расчет показателя ослабления исходя из данных микрофизических измерений и сравнивать результаты расчета с показателем ослабления, измеренным непосредственно. Особенно удобным объектом изучения являются капли дождя, имеющие правильную сферическую форму. Сравнение рассчитанного показателя ослабления по измеренному спектру капель дождя с показателем ослабления, измеренным оптически, является критерием правильности основных положений теории рассеяния на крупных частицах. Это побудило нас начать исследование прозрачности приземного слоя атмосферы с изучения прозрачности в зоне выпадения дождя.

Как для дождей, так и для туманов при рассмотрении теории вопроса использованы одни и те же идеи, в частности, для расчета показателя ослабления применялась одна и та же основная формула

$$\alpha = 2\pi \sum_i r_i^2 n_i, \quad (1)$$

где r_i — радиус капли, n_i — число капель радиусом r_i в единице объема пространства.

Как к дождям, так и к туманам применима идея «обращения», а именно показана возможность теоретического расчета микроструктуры грубодисперсного аэрозоля по двум измеренным интегральным характеристикам.

Параллельно с этими работами проводились исследования прозрачности в дымках. Из-за отсутствия методики микрофизических измерений в дымках могли быть изучены лишь связи прозрачности с макрофизическими характеристиками. Метеорологическая направленность работы и прежде всего задача прогноза прозрачности обусловили изучение прозрачности в дымках по пути установления связи прозрачности с прогнозируемыми метеорологическими параметрами: влажностью и температурой.

Явления в данной главе рассматриваются в порядке возрастания размеров аэрозольных частиц, формирующих атмосферное помутнение, а именно: дымка, туман, дождь, снегопад, иначе говоря, в порядке возрастания основного атмосферно-оптического параметра. Для длины волны света $\lambda = 0,5$ мк имеем следующие значения параметра:

Явление . . .	Дымка	Туман	Дождь	Снегопад
Радиус частиц	<2 мк	2—50 мк	50—2500 мк	>2500 мк
ρ	<25	25—600	600—3000	>3000

§ 1. Структура поля горизонтальной прозрачности при различных метеорологических явлениях

Влияние различных метеорологических явлений на прозрачность приземного слоя атмосферы неодинаково. Средние значения дальности видимости в осадках для каждого сезона приведены в работе Вейсала [1]. Повторяемость отдельных широких градаций видимости в тумане, метели и пыльных бурях подсчитана в работе [2]. Обе работы базировались на небольшом числе визуальных наблюдений. Только использование регистрирующего прибора дает возможность провести детальное исследование влияния на прозрачность каждого метеорологического явления.

На рис. 1 приведены кривые распределения дальности видимости при различных метеорологических явлениях, название которых дано в соответствии с номенклатурой Наставления [3]. Здесь по оси абсцисс отложена метеорологическая дальность видимости в километрах, по оси ординат — вероятность появления отдельных градаций дальности видимости в процентах. Градации дальности видимости выбраны до 10 км через 1 км, а все случаи с дальностью видимости больше 10 км объединены вместе [4].

Хотя объединение всех случаев с дальностью видимости больше 10 км в одну градацию не вполне строго, это неизбежно при использовании материала, полученного с помощью М-37. Из рис. 1 следует, что большое влияние на ослабление видимости до 10 км и ниже имеют осадки, особенно метель и снегопад. На рисунке видно, что кривая 2,

представляющая распределение дальности видимости для мороси, имеет максимум в области 2—3 км. Однако в Ленинградской области это явление встречается редко. По-видимому, в дополнение к рис. 1 целесообразно учитывать и повторяемость отдельных метеорологических явлений. Для этого можно воспользоваться данными табл. 1, где все наблюдения, при которых отмечена видимость меньше 10 км (независимо от явления), взяты за 100%. Из табл. 1 следует, что в 62% случаев снижение видимости до 10 км и ниже происходит за счет дымки. Большое число случаев с дальностью видимости меньше 10 км вызвано наличием снегопада.

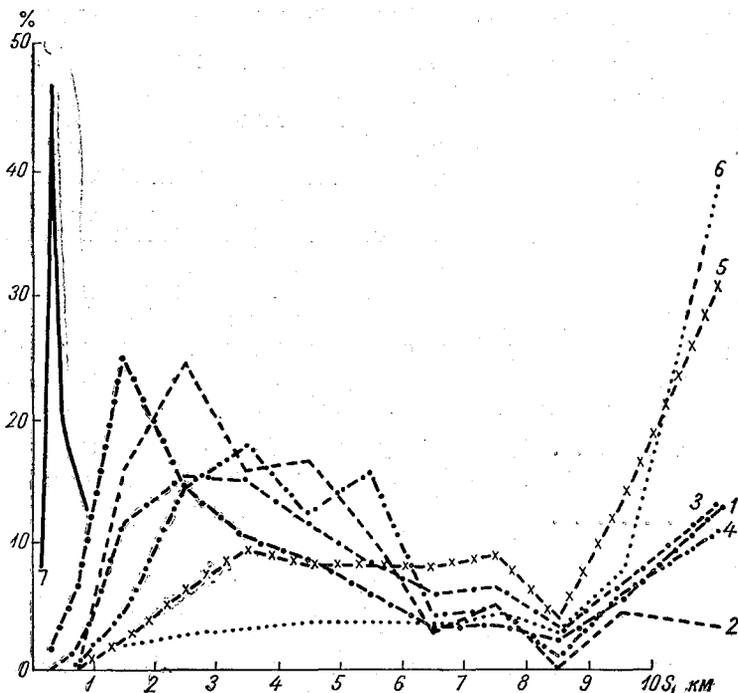


Рис. 1. Распределение дальности видимости по грациям при различных метеорологических явлениях.
1 — метель, 2 — морось, 3 — снегопад, 4 — мгла, 5 — дымка, 6 — дождь, 7 — туман.

Если проследить запись прозрачности на ленте самописца, легко заметить, что в течение одного и того же метеорологического явления наблюдаются мелкомасштабные пульсации прозрачности, амплитуда и частота которых различны. Последнее явление связано с турбулентным характером атмосферы. Существование оптической неоднородности воздуха приводит к изменению направления и интенсивности светового луча и воспринимается глазом или прибором как изменение прозрачности. Изучение этих флуктуаций прозрачности в пространстве и во времени дает возможность исследовать физические процессы, связанные с изменением рассеивающих свойств атмосферы [5]. Чтобы выяснить закономерности мелкомасштабных пульсаций видимости, можно воспользоваться методами статистического описания непрерывных случайных полей. Для изучения статистических характеристик необходимо иметь непрерывную запись мгновенных значений прозрачности в течение длительного промежутка времени в исследуемом метеорологическом явлении. Однако метеорологические явления, такие, как снегопад,

дождь и туман, редко продолжаются в течение нескольких часов. Поэтому были отобраны отдельные регистрации прозрачности во время снегопадов, дождей, метелей и т. д. продолжительностью не менее 3 часов, а затем изучалась совокупность этих записей. Осреднение производилось для каждого метеорологического явления по всем случаям, которые были в нашем распоряжении.

Поскольку регистратор прозрачности зондировал слой атмосферы длиной 240 м, мы имели возможность изучать лишь колебания прозрачности во времени. Не менее интересно было бы получить данные о пространственной изменчивости этой величины. Мелкомасштабные пульсации видимости были исследованы лишь в диапазоне видимости до 10 км.

Таблица 1

Явление	Число наблюдений	Вероятность
Туман	688	4,0
Метель	726	4,2
Снегопад	3 136	18,4
Морось	110	0,6
Мгла	165	1,0
Дождь	1 562	9,2
Дымка	10 672	62
Всего	17 059	100

Значения метеорологической дальности видимости снимались с лент самописца через 6 минут, хотя для получения надежных данных достаточно, чтобы промежуток времени между отсчетами в 3 раза превышал постоянную времени прибора [6]. Для регистратора прозрачности частота точек на ленте самописца определяется промежутком времени между двумя ударами бугеля, что составляет 20 секунд. Можно было бы снимать отсчеты через 1 минуту. Однако вся запись прозрачности в течение 1 часа занимает на ленте 2 см, поэтому снятие значений прозрачности с лент регистратора чаще, чем через 6 минут, затруднительно. Значительные трудности возникли при изучении пульсаций прозрачности в метелях. Оказалось, что для многих метелей ленты регистратора не поддаются обработке из-за очень большого разброса значений прозрачности. Для всех этих случаев характерны большие скорости ветра, превышающие 10—12 м/сек. При каждом метеорологическом явлении значения прозрачности снимались с лент регистратора только тогда, когда процесс можно было считать установившимся. Изучение колебаний видимости в начале и в конце явления (снегопада, дождя) не производилось, и эти участки записи не вошли в обработку. Таким образом, экспериментальный материал был подобран так, что можно было считать пульсации прозрачности при данном метеорологическом явлении статистически стационарными.

В качестве характеристики изменчивости была выбрана структурная функция, которая применялась в теории турбулентности Колмогоровым [7] для описания закономерностей изменения случайных процессов. Структурная функция случайного процесса $b_f(\tau)$ представляет собой средний квадрат разности значений элемента на концах исследуемого интервала времени в случае временной структурной функции или на

концах отрезка пути для пространственной структурной функции. Аналитическое выражение структурной функции $b_f(\tau)$ имеет вид

$$b_f(\tau) = \overline{[f(t+\tau) - f(t)]^2}, \quad (2)$$

где $f(t)$ — значение элемента в начальный момент времени, $f(t+\tau)$ — значение элемента через промежуток времени τ . Осреднение производится по всему набору реализаций.

Структурная функция оказывается наиболее приемлемой при изучении флуктуаций метеорологических элементов. Применение структурной функции целесообразно и в тех случаях, когда условие стационарности не выполняется строго и использование корреляционной функции затруднено. В случае стационарности случайного процесса структурная $b_f(\tau)$ и корреляционная $r_f(\tau)$ функции, согласно [8], однозначно связаны соотношением

$$b_f(\tau) = 2\sigma_f^2 [1 - r_f(\tau)], \quad (3)$$

где σ_f^2 — дисперсия изучаемой величины.

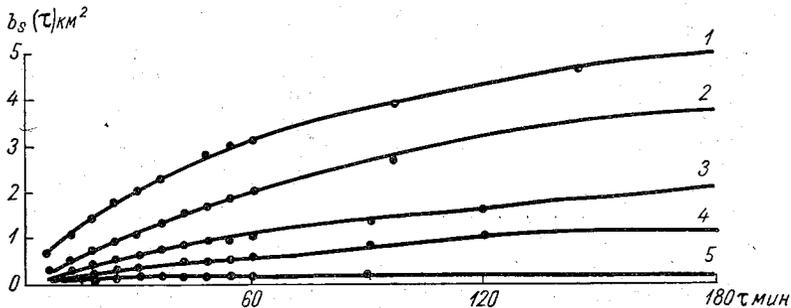


Рис. 2. Временные структурные функции прозрачности для дымок различной плотности.

1 — $\bar{S} > 4$ км, 2 — $\bar{S} = 3,1 \div 4$ км, 3 — $\bar{S} = 2,1 \div 3$ км, 4 — $\bar{S} = 1,1 \div 2$ км, 5 — $\bar{S} < 1$ км.

Как видно из этой формулы, структурная функция не только характеризует изменчивость какого-либо элемента, но и показывает, насколько тесной является связь между значениями этого элемента на концах исследуемого интервала. Дисперсия метеорологической дальности видимости вычислялась по формуле

$$\sigma^2 = \overline{S^2} - (\bar{S})^2, \quad (4)$$

где $\overline{S^2}$ и $(\bar{S})^2$ рассчитывались для каждого случая данного явления. Все расчеты были выполнены на электронной вычислительной машине «Урал-1».

Ввиду достаточно большого числа рассмотренных случаев для каждого метеорологического явления оказалось возможным провести более детальный анализ флуктуаций прозрачности в метелях, снегопадах и дымках [9]. Отдельно были отобраны случаи снегопадов и метелей, при которых видимость в течение всего явления находилась в пределах заданных интервалов значений. Затем были подсчитаны средние структурные функции для всех этих интервалов.

На рис. 2 в качестве примера показаны структурные функции в дымках различной интенсивности. По оси абсцисс отложены промежутки времени τ в минутах, по оси ординат — значения структурной функции прозрачности, которые обозначены $b_s(\tau)$. Цифрами показаны дымки с различной плотностью (метеорологической дальностью видимости).

Кривая 5 формально отнесена к туману, однако следует иметь в виду, что здесь указано среднее значение видимости. Это случай дымки, переходящей в туман и обратно. Кривая 1 изображает структурную функцию в дымках, дальность видимости в которых изменяется от 4 до 10 км. Для каждой кривой подсчитана дисперсия, которая приведена в табл. 2.

Таблица 2

\bar{S}	1,77	2,63	3,46	4,62
$\bar{\sigma}$	0,46	1,04	1,84	2,70

При увеличении промежутка времени τ между наблюдениями, как следует из рис. 2, структурные функции прозрачности увеличиваются. Быстрый рост изменчивости вначале постепенно замедляется и, начиная с некоторого интервала времени τ , различного для каждой кривой, значения структурных функций уже не увеличиваются при увеличении τ ,

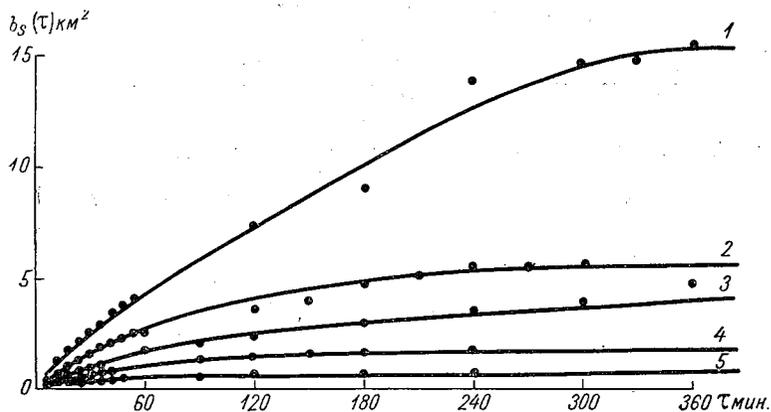


Рис. 3. Временные структурные функции прозрачности в дымках при разных дисперсиях.

1 — $\sigma^2 > 3$, 2 — $\sigma^2 = 2 \div 3$, 3 — $\sigma^2 = 1 \div 2$, 4 — $\sigma^2 = 0,5 \div 1$, 5 — $\sigma^2 < 0,5$.

а лишь колеблются около насыщающего значения, равного удвоенной величине дисперсии. Чем больше средняя прозрачность, тем быстрее это происходит. На рис. 3—5 сгруппированы случаи с различными дисперсиями для дымки, снегопада и метели. На этих рисунках представлены семейства кривых, аналогичных кривым на рис. 2. Наибольший диапазон значений дисперсии наблюдается при снегопадах. Наряду со снегопадами с мало меняющейся видимостью встречаются снегопады с очень большим разбросом значений видимости.

Для сравнения закономерностей изменения прозрачности при различных метеорологических явлениях удобнее использовать нормированные кривые. На рис. 6 и 7 в качестве примера приведены нормированные структурные функции для снегопада и дымки соответственно. На рис. 8 представлены нормированные временные структурные функции, полученные при различных метеорологических явлениях. По оси абсцисс отложены интервалы времени τ в минутах, по оси ординат — нормированные временные структурные функции $\frac{b_S(\tau)}{2\sigma^2}$. Кривые построены по средним данным, и, как уже указывалось выше, осреднение проводилось по всему набору реализаций изучаемого метеорологического явления.

Различными значками обозначены точки, относящиеся к каждому метеорологическому явлению. На рис. 8 представлены структурные функции для тумана, мороси, которая обычно сопровождается сильной дымкой или туманом, метели, снегопада, дождя, дымки и мглы. Прерывистая линия, проведенная на рис. 8, соответствует насыщающему

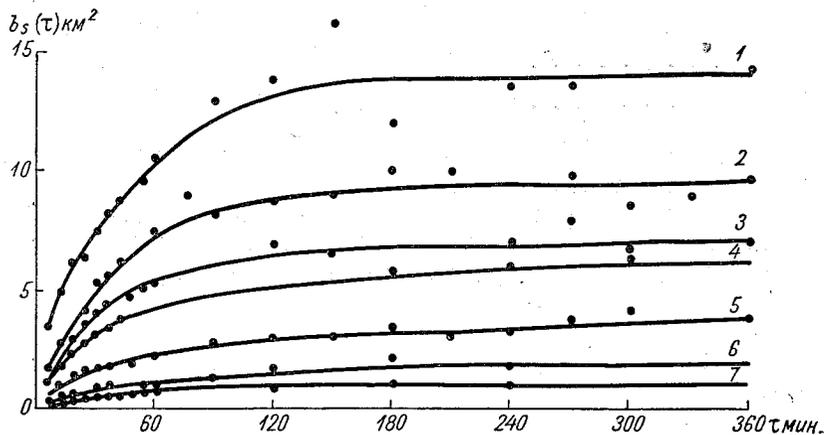


Рис. 4. Временные структурные функции прозрачности в снегопаде при разных дисперсиях.

1 - $\sigma^2 > 5$, 2 - $\sigma^2 = 4,1 \div 5$, 3 - $\sigma^2 = 3,1 \div 4$, 4 - $\sigma^2 = 2,1 \div 3$, 5 - $\sigma^2 = 1,1 \div 2$, 6 - $\sigma^2 = 0,5 \div 1$, 7 - $\sigma^2 < 0,5$.

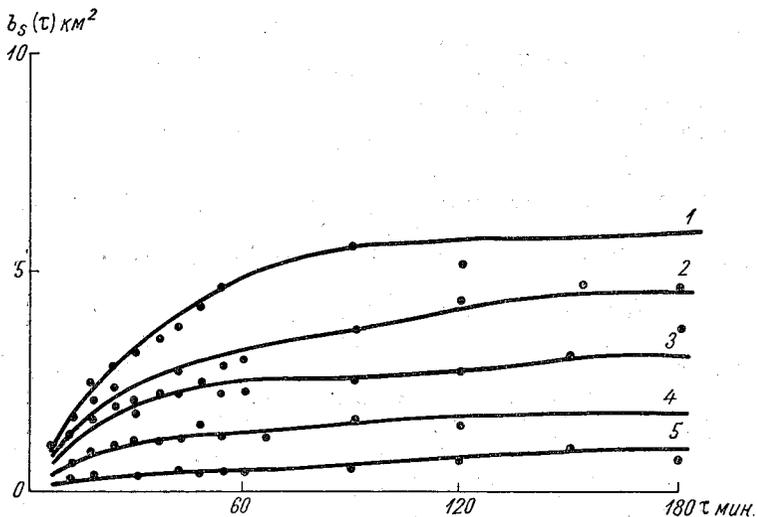


Рис. 5. Временные структурные функции прозрачности в метелях при разных дисперсиях.

1 - $\sigma^2 = 2,1 \div 3$, 2 - σ^2 средняя, 3 - $\sigma^2 = 1,1 \div 2$, 4 - $\sigma^2 = 0,5 \div 1$, 5 - $\sigma^2 < 0,5$.

значению нормированной структурной функции, равному единице. Из сравнения кривых можно заметить, что при одних и тех же промежутках времени между наблюдениями величина структурной функции оказывается различной для всех рассмотренных здесь явлений. Различными будут и скорость изменения $b_s(t)$, и время, необходимое для достижения состояния насыщения.

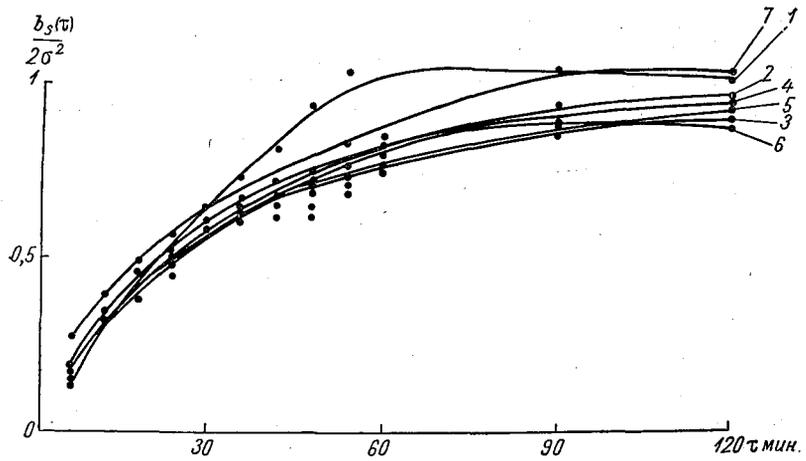


Рис. 6. Нормированные структурные функции для снегопада.
 1 - $\sigma^2 < 0,5$, 2 - $\sigma^2 = 2,1 \div 3$, 3 - $\sigma^2 = 1,1 \div 2$, 4 - $\sigma^2 = 3,1 \div 4$, 5 - $\sigma^2 = 0,5 \div 1$, 6 - $\sigma^2 = 4,1 \div 5$,
 7 - $\sigma^2 > 5$.

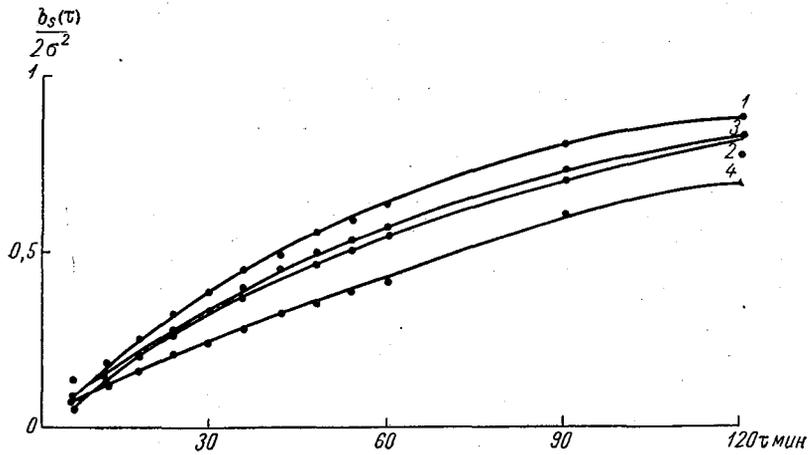


Рис. 7. Нормированные структурные функции для дымки.
 1 - $\sigma^2 = 0,5 \div 1$, 2 - $\sigma^2 = 1,1 \div 2$, 3 - $\sigma^2 = 2,1 \div 3$, 4 - $\sigma^2 > 3$.

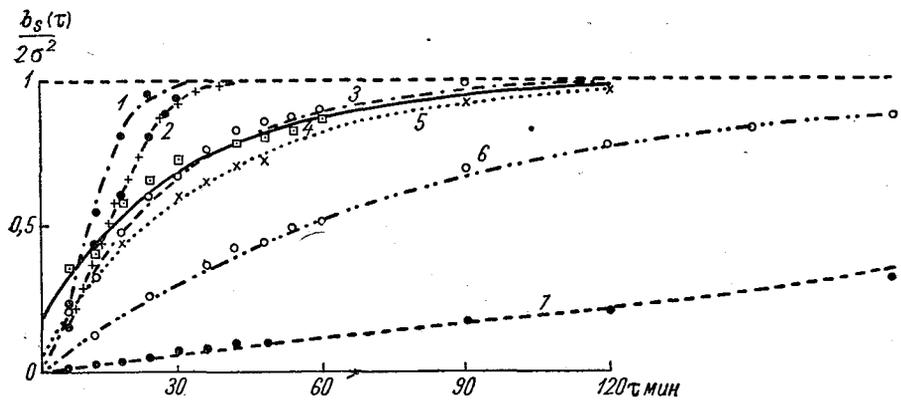


Рис. 8. Нормированные временные структурные функции поля горизонтальной прозрачности для различных метеорологических явлений.
 1 - туман, 2 - морось, 3 - дождь, 4 - метель, 5 - снегопад, 6 - дымка, 7 - мгла.

По характеру временной структуры поля прозрачности все рассмотренные на рис. 8 метеорологические явления распадаются на три группы. К первой группе относятся туман и морось (кривые 1 и 2). Оба эти явления характеризуются очень быстрым ростом изменчивости при увеличении τ . Уже для $\tau=30 \div 40$ мин. достигается насыщение. Отдельно группируются осадки — дождь, метель и снегопад (кривые 3, 4 и 5). Характерной чертой осадков является их большая изменчивость. Состояние насыщения достигается при $\tau=3$ часа. Кривые 6 и 7, построенные для дымки и мглы соответственно, тоже можно объединить в одну группу. Для них характерно медленное возрастание изменчивости прозрачности при увеличении τ , что, по-видимому, связано с большой однородностью атмосферы в этих случаях.

Все кривые на рис. 8 построены на основании данных, непосредственно снятых с лент регистратора прозрачности, т. е. являются эмпирическими кривыми, содержащими некоторую ошибку. Экстраполяция эмпирической структурной функции к нулю дает случайную ошибку измерения [8]. Как следует из рис. 8, ошибка оказывается наибольшей для метели, снегопада и дождя. Экстраполяция кривой 4 к нулю показывает, что в метелях дальность видимости может меняться за счет случайной ошибки почти на 25% средней величины. Такая большая ошибка связана, по-видимому, с тем, что в качестве регистратора в приборе М-37 использован самопишущий гальванометр СГ-Щ с бугелем. Бугель, опускаясь каждые 20 секунд, ударяет по стрелке гальванометра в случайном месте во время ее движения. В метелях на флуктуации интенсивности снегопада накладываются флуктуации поля ветра. Период колебания прозрачности оказывается меньше, чем промежуток времени между двумя ударами бугеля. Для изучения пульсаций прозрачности в метелях, по-видимому, целесообразно употреблять самописцы, имеющие не точечную, а непрерывную запись мгновенных значений прозрачности. При снегопаде и дожде случайная ошибка определения видимости несколько меньше. В дымке и мгле она практически очень мала. Кривые 1 и 2 при экстраполяции не проходят через 0 и не пересекают ось ординат в пределах ее положительных значений. Так как структурная функция, представляющая собой квадрат некоторой величины, не может иметь отрицательные значения и пересекать ось ординат в точке, лежащей ниже оси абсцисс, остается предположить, что в случае тумана происходит изменение вида структурной функции, если интервал времени, для которого изучается изменчивость видимости в тумане, меньше 6 минут.

Все рассмотренные метеорологические явления имеют однотипные структурные функции, которые хорошо аппроксимируются аналитическим выражением вида

$$b_s(\tau) = 2\sigma^2(1 - ae^{-\alpha\tau - \beta\tau^2}), \quad (5)$$

где a , α и β — параметры, определенные эмпирически.

На рис. 8 экспериментальным значениям структурной функции соответствуют различные значки. Кривые построены по формуле (5). Для удобства практического использования значения всех параметров, входящих в формулу, сведены в табл. 3. Кроме того, в последней строке таблицы приведены средние значения метеорологической дальности видимости для каждого из рассмотренных явлений. Как видно из табл. 3, параметр β появляется лишь в случаях тумана и мороси. Для всех остальных метеорологических явлений аналитическое выражение

характеристик изменчивости имеет простой экспоненциальный вид:

$$b_s(\tau) = 2\sigma^2(1 - ae^{-\alpha\tau}), \quad (6)$$

что существенно облегчает использование этой величины в теоретических расчетах.

Таблица 3

Параметр	Туман	Морось	Дождь	Метель	Снегопад	Дымка	Мгла
α	0,0156	0,0153	0,0348	0,031	0,0278	0,0126	0,00207
β	0,00456	0,0023	0	0	0	0	0
a	1	1	0,985	0,794	0,933	1	1
σ^2 км ²	0,058	1,16	3,77	1,28	2,44	1,50	3,16
\bar{S} км	0,71	2,55	6,19	2,27	3,26	3,03	3,18

Иногда бывает удобнее применять корреляционную функцию вместо структурной. Корреляционная функция прозрачности имеет вид

$$r_s(\tau) = ae^{-\alpha\tau - \beta\tau^2}. \quad (7)$$

Параметры a , α и β находятся из табл. 3.

§ 2. Прозрачность атмосферы в дымке

Из всех явлений, снижающих прозрачность, дымка имеет наибольшую повторяемость, что наглядно видно из табл. 1. Кроме того, такие метеорологические явления, как дождь, снегопад, морось, часто развиваются на фоне дымки, существовавшей до начала указанных явлений или образовавшейся вместе с ними. При такой совокупности явлений снижение видимости оказывается большим, чем можно было бы предполагать, ориентируясь лишь на интенсивность осадков.

Для учета влияния дымки необходимо изучить дымку в чистом виде и выяснить физическую природу этого явления. Частицы, взвешенные в воздухе и приводящие к образованию дымки, настолько малы, что не поддаются непосредственному измерению и изучению, как это можно сделать, например, в случае дождя, снега и тумана. Тем более важной представляется задача изучения прозрачности дымки, закономерностей ее изменения и связи с другими метеорологическими элементами.

Если проследить частоту появления дымок различной интенсивности в течение года, как это сделано на рис. 9, можно видеть, что имеется определенный годовой ход [10]. На рис. 9 по оси абсцисс отложены месяцы, по оси ординат — вероятность появления различных градаций метеорологической дальности видимости в процентах от общего числа случаев за год для каждой градации отдельно. Здесь показан годовой ход четырех градаций видимости, соответствующих дымкам различной плотности. Цифрами обозначены интервалы значений дальности видимости для каждой градации.

Как следует из рис. 9, в зимнее время невелико число дымок, при которых дальность видимости больше 10 км, преобладают плотные дымки с дальностью видимости 1—2 и 2—4 км. Летом имеет место обратная картина: плотные дымки встречаются очень редко, преобладают дымки с дальностью видимости больше 10 км.

В апреле и октябре равновероятно появление различных градаций метеорологической дальности видимости. Сопоставление рис. 1 главы I и рис. 9 показывает несомненное сходство кривых для этих месяцев.

Годовой ход различных градаций дальности видимости в том случае, если имеются в виду все наблюдения независимо от явлений погоды, оказывается таким же, как годовой ход прозрачности в дымке. Это свидетельствует о том, что определяющая роль в годовом ходе прозрачности принадлежит дымке, как самому распространенному явлению. Осадки несколько изменяют вид кривых. Например, в зимние месяцы увеличивается повторяемость низких градаций видимости из-за

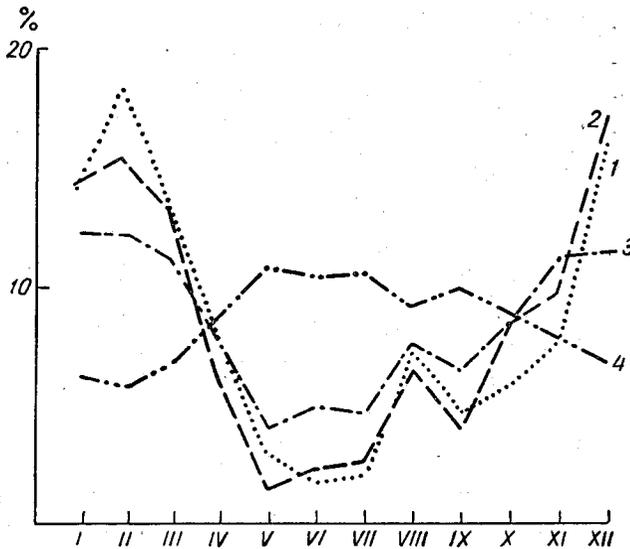


Рис. 9. Годовой ход повторяемости различных градаций метеорологической дальности видимости в дымках.
 1 — $S=1,1 \div 2$ км, 2 — $S=2,1 \div 4$ км, 3 — $S=4,1 \div 10$ км,
 4 — $S > 10$ км.

снегопадов и метелей. Однако в целом характер закономерностей сохраняется и зимой.

На рис. 10 в качестве примера изображены кривые распределения видимости по градациям для января и июля. Кривые 1 и 3 дают повторяемость отдельных градаций независимо от явлений погоды, кривые 2 и 4 относятся к дымке. Разность ординат показывает, какова доля (в процентах) других метеорологических явлений, за исключением дымки, в снижении видимости до указанного предела. Обе кривые для данного месяца похожи по внешнему виду. В зимнее время расхождение между ними касается области низкой видимости — до 6 км. В летнее время различия между кривыми значительно меньше. Градация 7—8 км имеет максимум повторяемости как зимой, так и летом. Дымки с такой плотностью являются очень распространенными и устойчивыми в любое время года.

Следует отметить, что годовой ход ночной прозрачности отличается от годового хода дневной прозрачности. Это видно из рис. 11, где для сравнения выбраны четыре момента времени, позволяющие проследить изменение видимости ночью, днем и непосредственно перед восходом и после захода Солнца. Самые прозрачные ночи наблюдаются в мае и октябре. В марте и августе наибольшая вероятность появления видимости меньше 10 км. Таким образом, можно констатировать

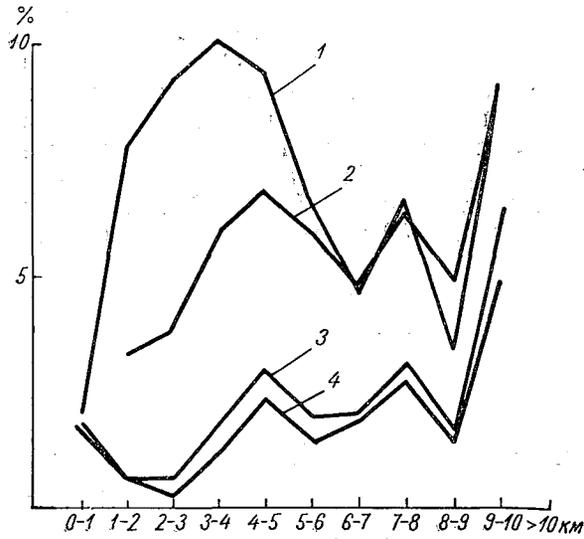


Рис. 10. Кривые повторяемости различных градаций видимости только в дымках (2, 4) и в целом при всех явлениях (1, 3) за месяц.
1, 2 — январь, 3, 4 — июль.

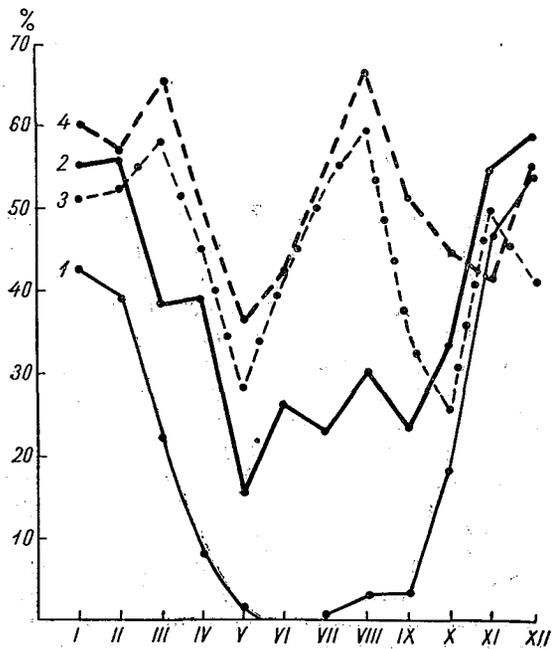


Рис. 11. Годовой ход горизонтальной прозрачности атмосферы днем и ночью.
1 — в 15 часов, 2 — после захода Солнца, 3 — в 1 час ночи, 4 — перед восходом Солнца.

простой годовой ход дневной прозрачности с максимумом в летние месяцы и двухвершинную кривую годового хода ночной прозрачности с наибольшими значениями в мае и октябре. Как было указано выше, все случаи с дальностью видимости больше 10 км объединялись вместе и рассматривались как одна градация. Обработка данных, полученных прибором М-37, не дает возможности количественно оценить значения видимости больше 10 км. Использование таблиц КМ-1 позволяет изучить годовой ход еще одной градации. Для каждого месяца была подсчитана сумма часов, отмеченных значком () — чистый воздух, т. е. часов с дальностью видимости больше 50 км. Такая обработка проведена с марта 1956 г. по ноябрь 1962 г. Всего за это время на Оптическом поли-

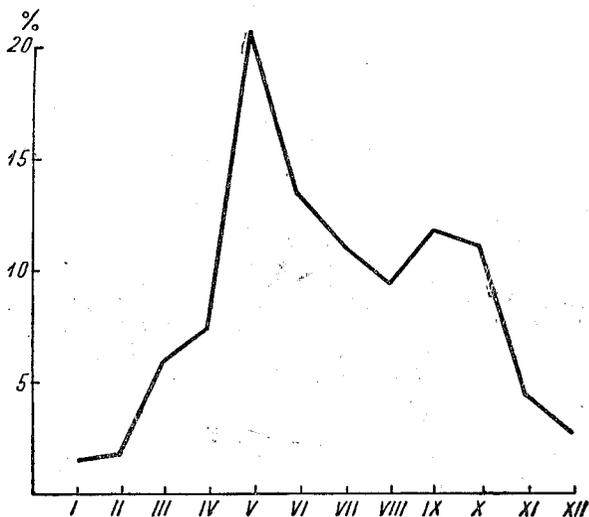


Рис. 12. Годовой ход повторяемости числа часов с видимостью больше 50 км.

гопе в Воейково было зафиксировано 7730 часов «чистого воздуха», из них 20% приходится на май. Годовой ход этой градации приведен на рис. 12, на котором по оси абсцисс нанесены месяцы, по оси ординат — повторяемость числа часов с «чистым воздухом» в процентах от общего числа случаев. Как видно из рис. 12, годовой ход вероятности этой градации отличен от годового хода вероятности других градаций. Вероятность появления отличной видимости быстро увеличивается в весенние месяцы, достигая в мае максимума. Летом случаев с высокой прозрачностью гораздо меньше, а в августе — всего половина количества, наблюдаемого в мае. В сентябре появляется небольшой вторичный максимум, а затем идет быстрое уменьшение числа часов с видимостью больше 50 км.

Помимо повторяемости, исследовалась продолжительность непрерывного существования отдельных градаций видимости до 10 км. Использован материал за период с декабря 1956 г. по апрель 1962 г. Результаты подсчетов для января и июля приведены на рис. 13. По оси абсцисс в логарифмическом масштабе отложены интервалы времени, по оси ординат — повторяемость дымок, характеризующихся значениями дальности видимости 1—2, 2—4 и 4—10 км. Повторяемость для каждой отдельной градации дана в процентах от общего числа случаев различной длительности, которые имели место в течение данного месяца (за все годы).

Как следует из рис. 13, в зимнее время увеличивается не только число случаев с низкой видимостью, но и продолжительность ее существования. Кривые для дымки с дальностью видимости 4—10 км для января и июля похожи по внешнему виду. Летом имеет место небольшое преобладание дымок этой плотности, продолжающихся 2—4 часа, и уменьшается по сравнению с зимой число случаев с дымкой, которая длится более 10 часов. Дымки, характеризующиеся значениями дальности видимости 1—2 и 2—4 км, имеют плавные кривые продолжительности в зимнее время. Это указывает на постепенное уменьшение числа

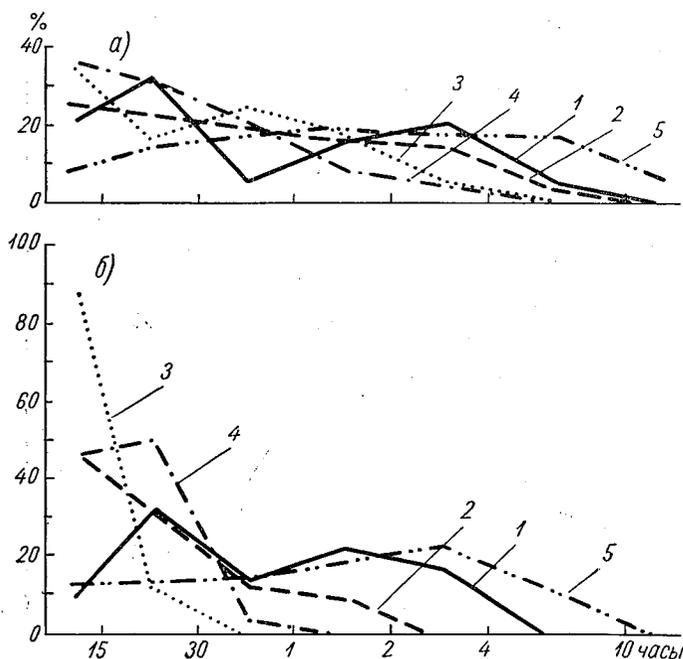


Рис. 13. Кривые распределения продолжительности существования различных градаций видимости в дымках для января (а) и июля (б).

1— $S < 0,5$ км, 2— $S = 0,5 \div 1$ км, 3— $S = 1,1 \div 2$ км, 4— $S = 2,1 \div 4$ км,
5— $S = 4,1 \div 10$ км.

случаев дымок данной продолжительности при увеличении интервала времени, в течение которого они существуют.

В июле плотные дымки, характеризующиеся значениями дальности видимости 1—2 км, являются неустойчивыми. В 88% случаев сильная дымка существует не более 15 минут. По-видимому, различия физических параметров, определяющих состояние атмосферы в зимний и летний периоды, создают благоприятные условия для устойчивого существования одних градаций летом, других зимой.

Значительный интерес может представлять изыскание путей косвенного определения тех значений дальности видимости, которые не могут быть определены прибором, имеющим малую базу. Например, интересно определить величину наиболее вероятного значения метеорологической дальности видимости. Для этой цели можно воспользоваться методом статистической экстраполяции и восстановить участок кривой распределения, относящийся к дальности видимости больше 10 км, по известной остальной части кривой. Для этого необходимо аппроксими-

мировать функцию распределения вероятности метеорологической дальности видимости в дымке.

Если нанести на клетчатку вероятности интегральные кривые распределения метеорологической дальности видимости в дымке, как это

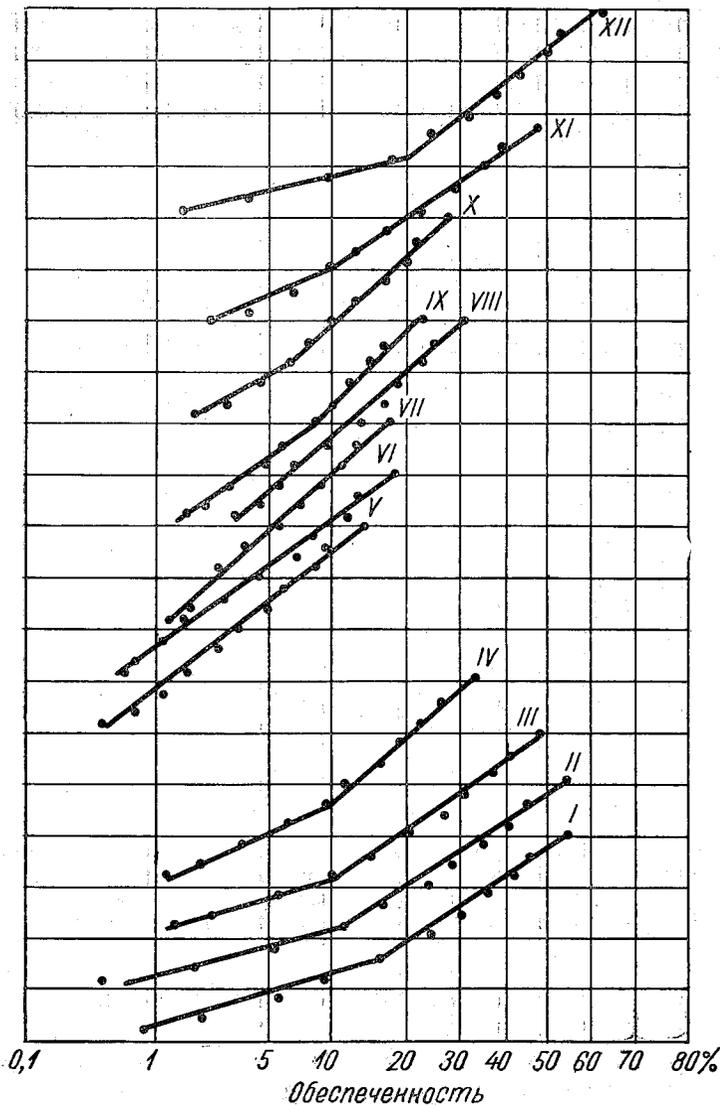


Рис. 14. Интегральные кривые распределения метеорологической дальности видимости в дымке.

сделано на рис. 14, то для всех месяцев с положительной средней температурой получаются прямые линии, свидетельствующие о наличии нормального распределения в исследованном интервале значений. Если предположить, что этот закон сохраняется неизменным и для менее плотных дымок с дальностью видимости больше 10 км, можно экстраполировать прямые рис. 14 и найти наиболее вероятное значение метеорологической дальности видимости в летнее время, что составляет 20—25 км. Каждая из зимних интегральных кривых распределения

видимости по градациям для дымок имеет излом, приходящийся на интервал значений дальности видимости примерно 4 км. В диапазоне значений видимости до 4 км имеет место нормальное распределение с несколько большей дисперсией, чем в области значений видимости больше 4 км, где распределение тоже нормальное, но с меньшей дисперсией, примерно такой же, как и для летних месяцев. Интересно, что в мае и сентябре распределение видимости по градациям подчиняется нормальному закону распределения. Следовательно, деление на зимний и летний типы, проведенное в предыдущей главе на основе чисто внешнего вида дифференциальных кривых распределения, имеет

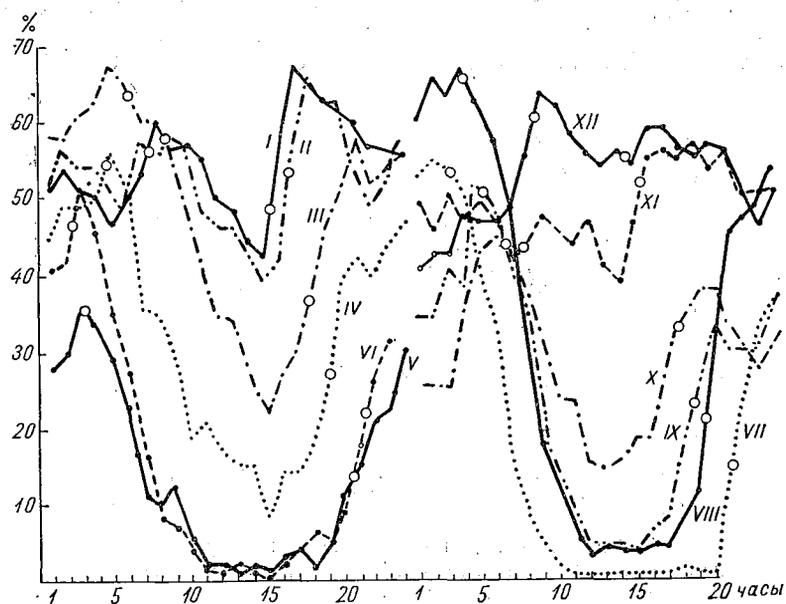


Рис. 15. Суточный ход вероятности появления метеорологической дальности видимости меньше 10 км.

определенную физическую причину, связанную, по-видимому, с процессами конденсации и ростом частичек аэрозоля. Изучение продолжительности существования отдельных градаций видимости показывает, что изменение физических условий, связанных со сменой времени года, сказывается главным образом в интервале видимости до 4 км. Возможно, что с этой точки зрения следовало бы считать границей раздела между туманом и дымкой не 1 км, а 4 км.

Суточный ход интегральной вероятности видимости меньше 10 км представлен на рис. 15. По оси абсцисс отложены часы, по оси ординат — вероятность появления значений дальности видимости меньше 10 км в процентах от общего числа случаев. Кружками на рис. 15 отмечено время восхода и захода Солнца. Цифры возле каждой кривой обозначают соответствующий месяц. Как видно из рисунка, максимальная плотность дымки наблюдается перед восходом Солнца и вскоре после его захода. Наиболее прозрачным приземный слой атмосферы бывает примерно в 15 часов. Точное местонахождение минимума в летние месяцы определить невозможно, так как значения дальности видимости в дневные часы больше 10 км. Сопоставление рис. 4 главы I, представляющего суточный ход дальности видимости без учета явлений погоды, с рис. 15, дающим суточный ход дальности видимости только в дымке,

показывает их полное соответствие, однако в случае дымки все закономерности выражены более четко.

Если выделить дни с осадками, а также ясные и пасмурные дни, оказывается, что изменение видимости в течение суток будет различным в ясные, пасмурные дни и дни с осадками. Это иллюстрирует рис. 16, где данные приведены для апреля. Кривая 1 построена по всем наблюдениям, т. е. сюда вошли и случаи с осадками и ясные дни. Кривые 2 и 3 представляют суточный ход вероятности появления дальности видимости меньше 10 км при ясном и пасмурном небе соответственно. Кривая 4 представляет суточный ход повторяемости видимости меньше 10 км в пасмурные дни с выпадением осадков. В последнем случае суточный ход видимости практически отсутствует. Такая картина наблюдается на Оптическом полигоне в Воейково в ноябре и декабре,

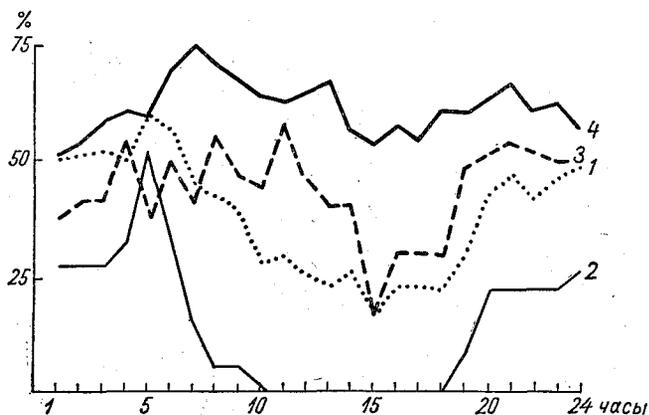


Рис. 16. Суточный ход повторяемости метеорологической дальности видимости меньше 10 км при различных условиях погоды в апреле.

1 — по всем данным, 2 — ясные дни, 3 — пасмурные дни, без осадков, 4 — пасмурные дни с осадками.

что, по-видимому, связано с преобладанием в эти месяцы пасмурной погоды с осадками.

Следует отметить, что при пасмурной погоде вероятность появления низких градаций видимости значительно больше, чем в ясные дни. В дневные часы при пасмурном небе наблюдается улучшение видимости, но начинается оно в более поздние часы дня, чем в ясную погоду. Максимальные значения прозрачности наблюдаются в 15 часов. Существует мнение, что при пасмурном небе дальность видимости меньше, чем в ясные дни. Вместе с тем, если выбрать случаи с одинаковыми значениями других метеорологических элементов (температуры, влажности, ветра) во время наблюдений за видимостью, нельзя сделать заключение, что при небе, покрытом облаками, дальность видимости всегда ниже. Иногда при пасмурном небе видимость лучше, чем при тех же условиях в ясные дни. Этот вопрос рассмотрен подробнее дальше.

Амплитуды суточного хода различны в разные месяцы. На рис. 17 изображен годовой ход суточных амплитуд вероятности дальности видимости меньше 10 км и меньше 4 км. Амплитуда суточного изменения повторяемости видимости меньше 10 км по абсолютной величине больше, чем видимости меньше 4 км. Различия между ними, как и сами амплитуды, меньше в холодное время года. Кривая 2 имеет два максимума, меньший из которых приходится на апрель, больший —

на август. Годовой ход суточных амплитуд вероятности видимости меньше 4 км тоже имеет два максимума — в марте и августе. Оба максимума четко выражены, но по абсолютной величине они почти одинаковы, в отличие от годового хода, представленного кривой 2, где амплитуда в августе значительно больше, чем весной. Минимальные

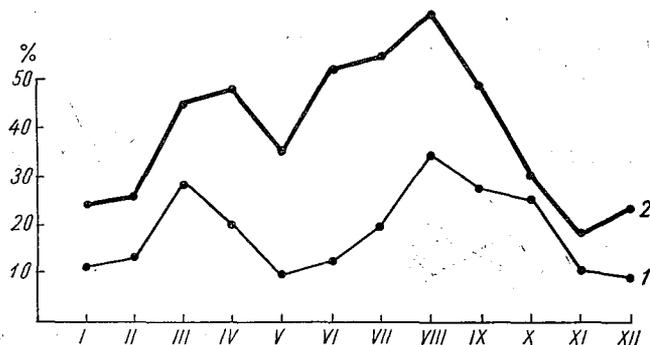


Рис. 17. Годовой ход суточных амплитуд вероятности видимости меньше 4 км (1) и меньше 10 км (2).

значения амплитуд в обоих случаях наблюдаются в мае, однако на кривой 1 этот минимум более глубокий. По абсолютной величине амплитуда для мая сравнима с амплитудой суточного хода в зимние месяцы, чего нельзя сказать о кривой 2, минимум которой выражен менее ярко,

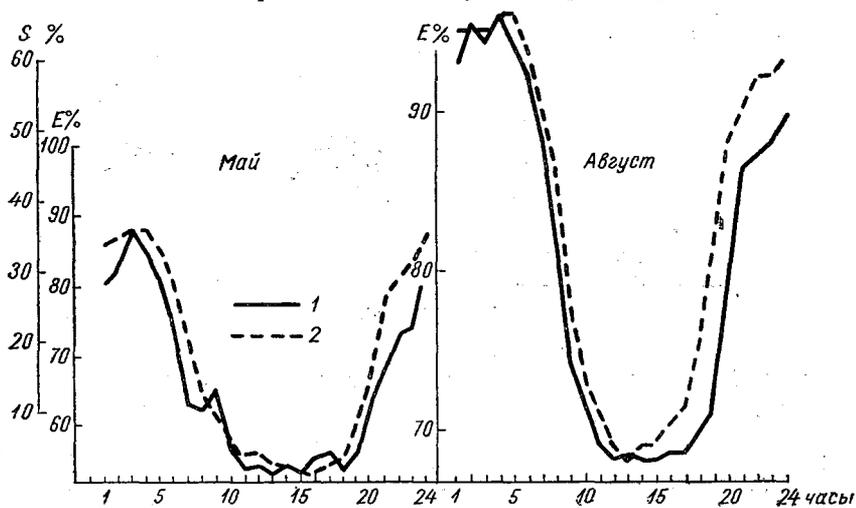


Рис. 18. Суточный ход видимости (1) и относительной влажности (2) в мае и августе.

а по абсолютной величине амплитуда в мае значительно больше, чем в ноябре. Такой же годовой ход суточных амплитуд получается для относительной влажности [10]. Суточный ход вероятности появления низкой прозрачности подобен суточному ходу относительной влажности. Максимальному значению относительной влажности соответствует максимум повторяемости случаев с плохой видимостью. Минимум обеих кривых тоже совпадает.

Для примера на рис. 18 приведены кривые суточного хода вероятности видимости меньше 10 км и относительной влажности в мае и августе. Как видно из рис. 18, они имеют параллельный ход, но не дают

однозначной связи между видимостью и влажностью. Так, при одних и тех же значениях относительной влажности вероятность видимости меньше 10 км в мае и августе оказывается разной. Небольшим изменениям относительной влажности в августе соответствуют большие изменения видимости, чем в мае, при соответствующем изменении относительной влажности [11].

Интересно сопоставить полученные в Воейково закономерности суточного хода в дымке с суточным ходом видимости в другом пункте. Для этой цели были привлечены материалы по прозрачности, полученные прибором М-37 в Минской ГМО. На рис. 19 приведен суточный ход интегральной вероятности видимости меньше 4 км и суточный ход

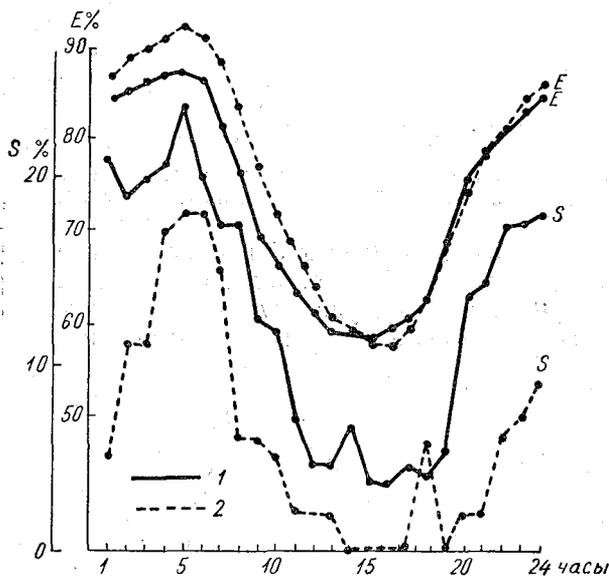


Рис. 19. Суточный ход вероятности появления видимости меньше 4 км в апреле для Воейково (1) и Минска (2).

относительной влажности в апреле. Для сравнения на этом же рисунке приведены данные, полученные в Воейково. Две верхние кривые представляют ход относительной влажности, две нижние кривые — вероятность появления видимости меньше 4 км в течение суток. Результаты, относящиеся к Минску, обозначены прерывистой линией; данные, полученные в Воейково, — сплошной.

Из рассмотрения рис. 19 видно, что кривые идентичны в том и в другом пункте. В Минске имеет место такой же суточный ход видимости, как и в Воейково, и так же он подобен ходу относительной влажности. Однако, если непосредственно сопоставить значения относительной влажности и вероятность видимости меньше 4 км для этих двух пунктов, оказывается, что для Воейково вероятность видимости меньше 4 км больше, т. е. при тех же условиях влажности видимость в Воейково хуже, чем в Минске. Возможно, это связано с различиями в аэрозоле, а именно: в Воейково больше гигроскопических частиц, чем в Минске. Увеличение относительной влажности приводит к росту частичек аэрозоля, а следовательно, к увеличению рассеяния и уменьшению дальности видимости. В зависимости от того, будут ли частички

гигроскопическими или негигроскопическими, крупными или мелкими, заряженными или нет и т. д., эффект окажется различным. Этим и объясняется тот факт, что при одних и тех же значениях относительной влажности видимость колеблется в значительных пределах.

На рис. 20 показана связь метеорологической дальности видимости с относительной влажностью. Этот и последующие рисунки построены по наблюдениям, при которых метеорологическая дальность видимости определялась измерителем видимости ГГО методом гашения по контрастам естественных объектов [12]. Наблюдения проводились в Воейково, на мысе Меганом (Крым), в Чакви (район Батуми) и на мысе

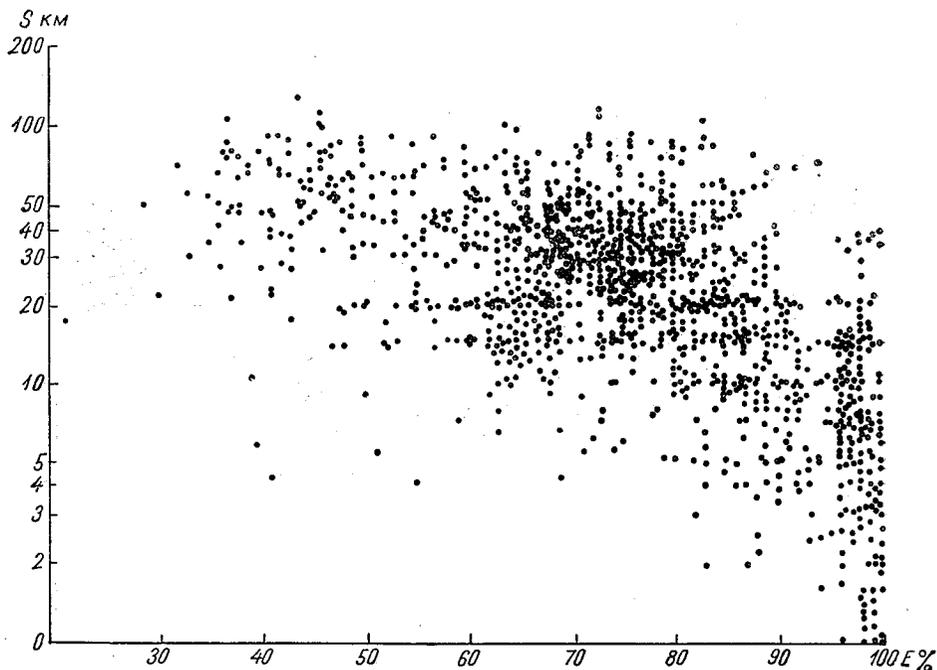


Рис. 20. Связь метеорологической дальности видимости с относительной влажностью.

Пицунда. При выборе пунктов наблюдения учитывались два обстоятельства: отсутствие местных источников загрязнения и наличие большого числа объектов, расположенных на разных расстояниях. Несмотря на различие в географическом положении указанных пунктов, все наблюдения оказалось возможным представить на одном графике.

Как следует из рис. 20, можно говорить лишь о тенденции к снижению видимости при увеличении относительной влажности. Например, при относительной влажности меньше 60% дальность видимости преимущественно больше 10 км. По мере увеличения относительной влажности верхний предел значений дальности видимости снижается, появляется больше случаев плохой видимости. Однако разброс значений очень велик. Аналогичная картина получается при попытках сопоставления видимости с другими характеристиками влажности.

На рис. 21 показана связь метеорологической дальности видимости с абсолютной влажностью. Как видно из рис. 21, трудно говорить о закономерностях. Действительно, если значения абсолютной влажности ниже 15 мб, при одной и той же абсолютной влажности возможны любые значения видимости от 50 м до 200 км. При дальнейшем росте

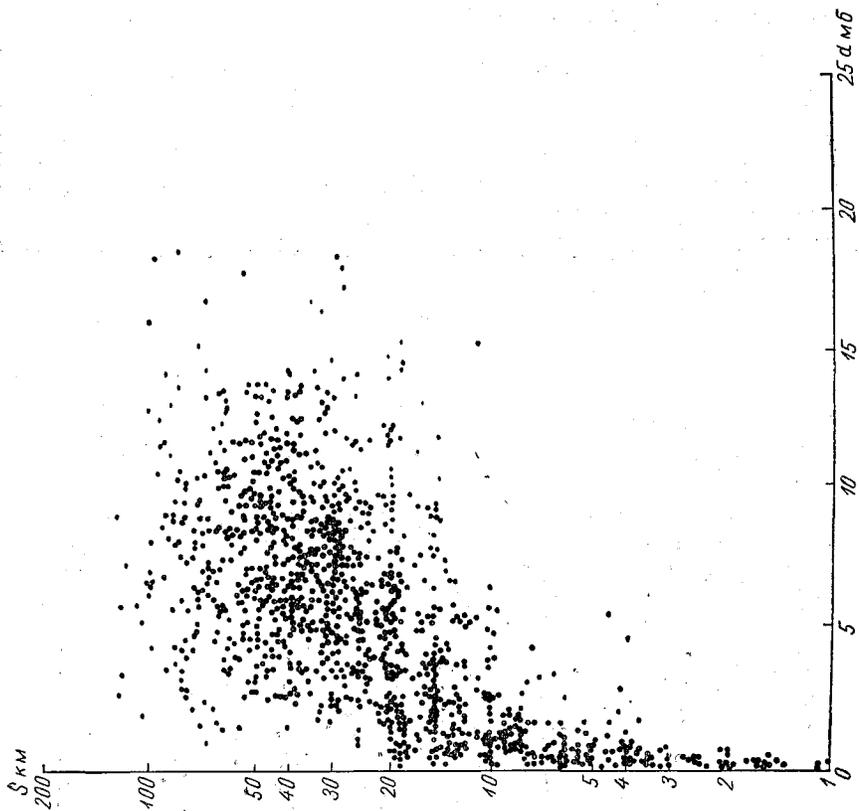


Рис. 22. Связь метеорологической дальности видимости с дефицитом влажности.

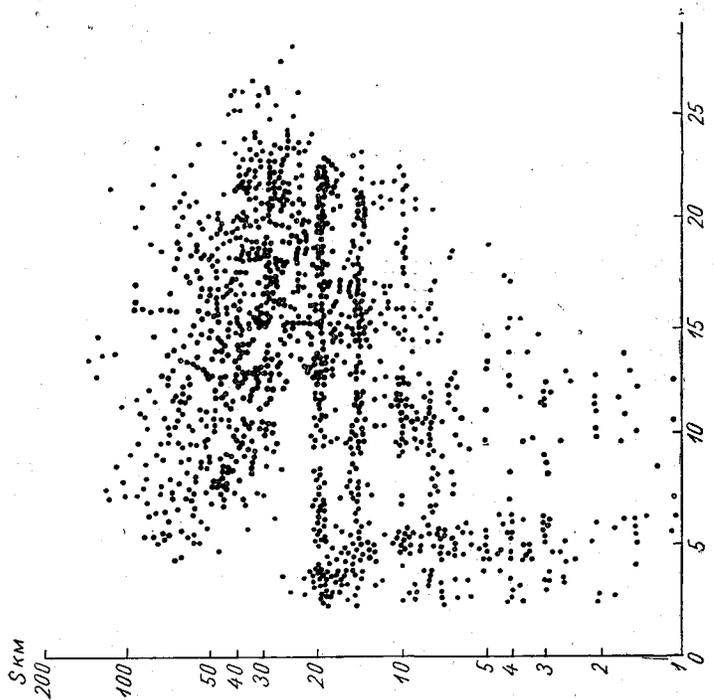


Рис. 21. Связь метеорологической дальности видимости с абсолютной влажностью.

абсолютной влажности пределы изменения видимости несколько сужаются. При значениях абсолютной влажности, равных 20 мб, не наблюдалось ни одного случая с дальностью видимости меньше 10 км и больше 100 км. Таким образом, при увеличении абсолютной влажности отмечается тенденция к осреднению видимости.

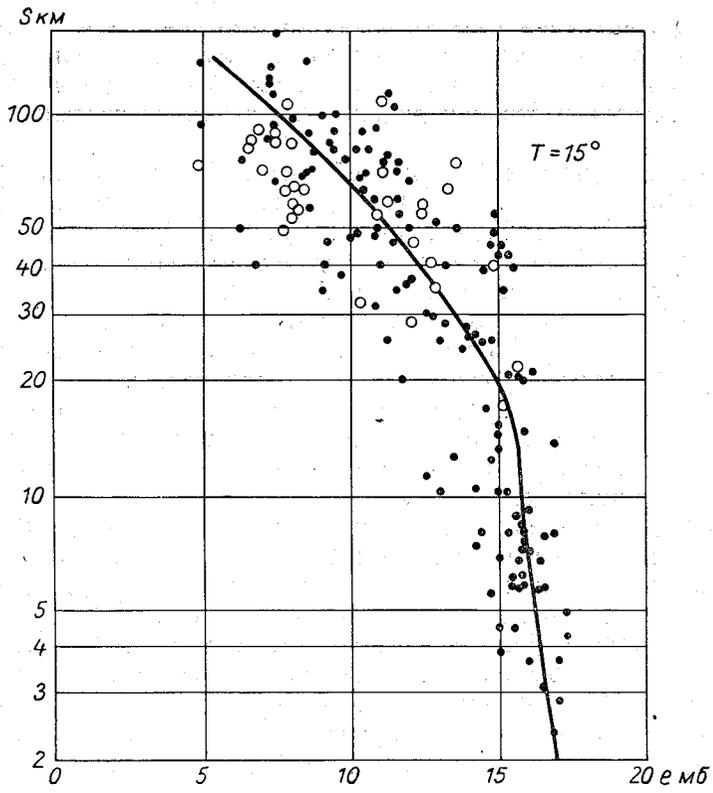
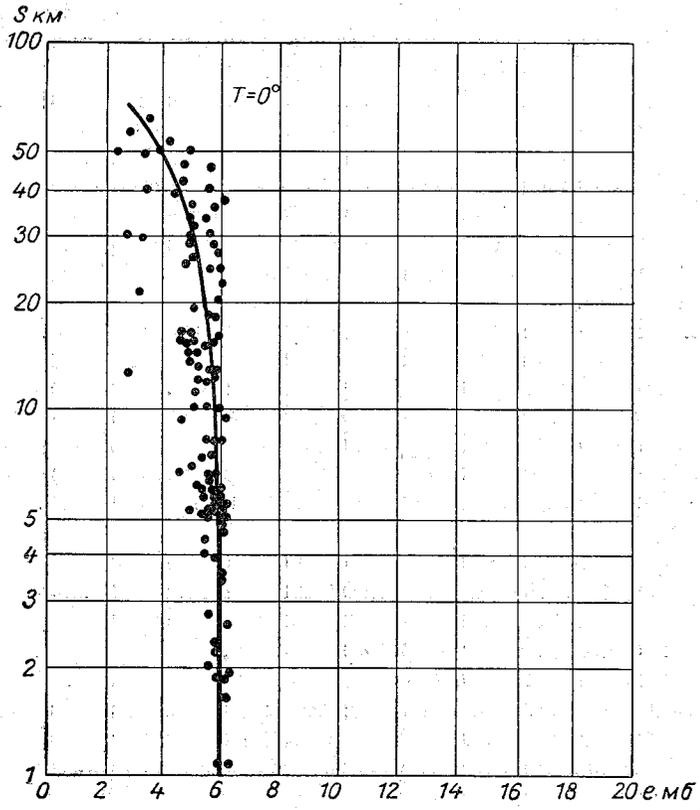
На рис. 22 показана связь видимости с дефицитом влажности. Видно, что при увеличении дефицита влажности число случаев с малой прозрачностью уменьшается. Однако нет однозначной зависимости между значениями дальности видимости и характеристиками влажности [13]. Результаты оказываются лучше, если, помимо влажности, учесть температуру.

На рис. 23 показана связь видимости с абсолютной влажностью при постоянной температуре. Следует иметь в виду, что данные получены в четырех географических пунктах при любых синоптических ситуациях. Нельзя считать, что количество пыли во всех пунктах будет строго одинаковым. Не учитывается влияние ряда других факторов, например динамического характера. Тем не менее разброс точек на каждой кривой не очень велик и почти укладывается в пределы ошибок метода.

Для удобства сопоставления все кривые собраны вместе на рис. 24, где по оси абсцисс отложена абсолютная влажность в миллибарах, по оси ординат — метеорологическая дальность видимости в километрах. Кривые построены для температур $-5, 0, 5, 10, 15$ и 20° . Постоянство температуры выдержано с точностью $\pm 0,5^\circ$. Все кривые рис. 24 можно разбить на два участка: на первом участке каждой кривой существует почти линейная связь между видимостью и абсолютной влажностью; на втором участке такая связь практически отсутствует. При повышении температуры наблюдается определенная тенденция к изменению угла наклона кривых, кроме того, увеличивается часть кривой с линейной связью, а участок без связи уменьшается. На рис. 24 у всех точек перегиба проставлены соответствующие значения относительной влажности и видно, что с повышением температуры точка перегиба смещается в сторону больших значений относительной влажности.

По-видимому, участок с линейной связью соответствует снижению видимости, связанному с постепенным ростом гигроскопических частиц при увеличении относительной влажности [14]. При соответствующем значении относительной влажности частица превращается в капельку, и далее следует искать связь видимости с водностью; из-за отсутствия приборов, измеряющих водность в дымке, это пока невозможно. В зависимости от природы частиц переход из одного фазового состояния в другое может произойти раньше или позже. В одном случае видимость будет лучше, в другом хуже. Возможно, что большой разброс значений видимости при одной и той же относительной влажности связан с закономерностями процессов конденсации на частицах, различных по своей природе.

Как видно из приведенных данных, ухудшение видимости заметно не только при относительной влажности выше 70%, как это получается у Райта [15] при сопоставлении видимости и относительной влажности, но и при значительно меньшей влажности. Из рис. 24 следует также тенденция дальности видимости к осреднению при высоких значениях температуры, т. е. при высоких температурах и высокие прозрачности и туманы встречаются редко. Известно, например, что тропические туманы — явление крайне редкое, отличное по своей



природе от обычных туманов. Тропические туманы не дают сильного снижения видимости.

Отсутствие надежных наблюдений за высокой прозрачностью не позволяет выяснить закономерности изменения верхнего предела видимости при высоких температурах. Но даже если привлечь для этой цели рис. 12, дающий представление о высокой прозрачности в Воейково, то видно, что в летнее время число часов с видимостью больше 50 км уменьшается. По-видимому, для существования высокой прозрачности необходимы определенные сочетания температуры и влажности. При увеличении температуры быстро возрастает насыщающая упругость водяного пара, что затрудняет образование капелек. Вместе с тем увеличение общего влагосодержания в воздухе при одной и той же относительной влажности способствует росту гигроскопических частиц [16]. Следовательно, в предельном случае не должно быть ни тумана, ни отличной видимости. На основании полученного материала можно составить ориентировочную табл. 4, в которой величина дальности видимости в баллах международной шкалы определяется по температуре и влажности.

Горизонтальные строчки табл. 4 дают изменение видимости в зависимости от относительной влажности при постоянной температуре. Столбцы показывают зависимость дальности видимости от температуры при данной относительной влажности. Прочерки в правой части таблицы характеризуют область, где на основании данных о влажности и температуре ничего нельзя сказать о видимости.

Увеличение числа случаев с низкой прозрачностью в пасмурные дни связано отчасти с увеличением относительной влажности в эти дни.

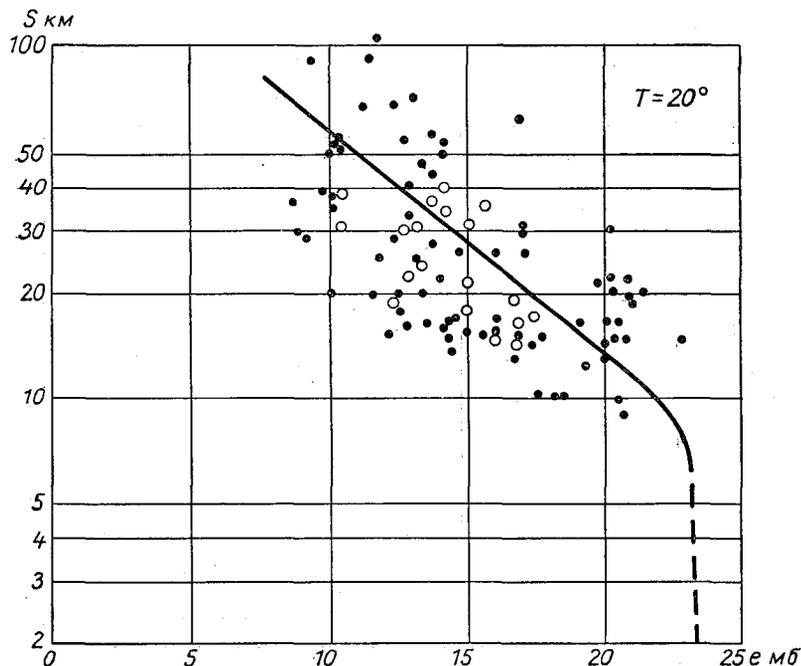


Рис. 23. Связь метеорологической дальности видимости с абсолютной влажностью при постоянной температуре.

В Воейково было проведено сопоставление метеорологической дальности видимости с высотой облаков, которая определялась ежедневно по шаропилотным наблюдениям пункта аэрологического зондирования [17]. За период с 1956 по 1962 г. были отобраны все случаи с высотой облаков меньше 1000 м. Для тех же моментов времени с лент

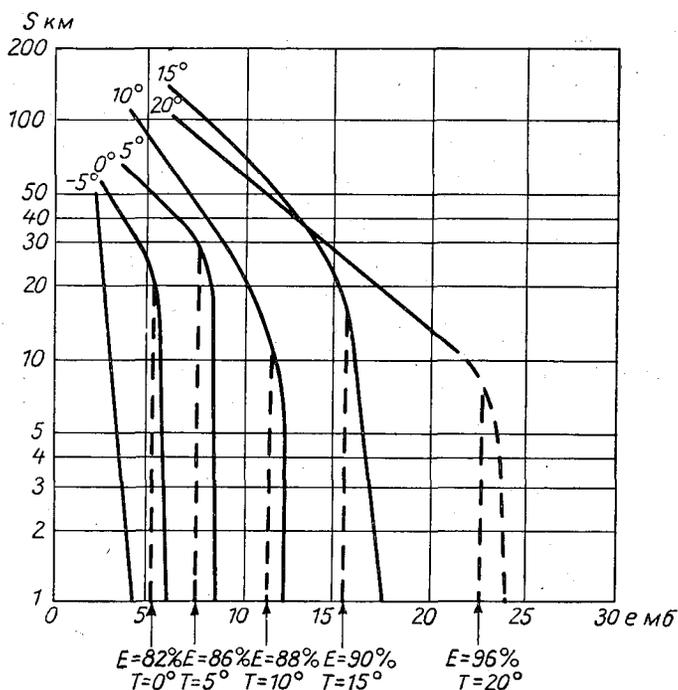


Рис. 24. Связь метеорологической дальности видимости с абсолютной влажностью при постоянной температуре.

регистратора прозрачности были сняты значения метеорологической дальности видимости и выписаны величины относительной влажности у земли.

Таблица 4

T	E							
	30	40	50	60	70	80	90	100
20	9	8	7	7-6	6	6	6	—
17	9	9	8	8	7	7	6	—
15	9	9	8	8	8	7	6	—
13	9	9	9-8	8	8	7	7	—
10	9	9	9	8	8	8	—	—
5	9	9	9	9	8	8	—	—

На рис. 25 приведены результаты сопоставления дальности видимости с высотой нижней границы облаков. Высота нижней границы облаков через 100 м отложена по оси абсцисс, метеорологическая дальность видимости в километрах в логарифмическом масштабе — на оси ординат. Кружками на рисунке выделены слоистые облака, а крестиками — слоисто-кучевые. За семь лет в разные сезоны было получено 815 случаев низкой облачности, но без осадков. Поскольку установка М-37 определяет большую прозрачность неточно, все случаи с даль-

ностью видимости больше 20 км нанесены на рисунке как случаи с видимостью 25 км, хотя на самом деле дальность видимости могла быть больше 50 км.

При рассмотрении рис. 25 можно заметить, что увеличение высоты нижней границы облаков способствует улучшению видимости. Так, при высоте облаков больше 600 м отмечено всего 3 случая с дальностью видимости меньше 4 км. При низких облаках, высота которых не превышает 200 м, из 177 случаев только в 45, т. е. в 25% случаев, дальность видимости оказалась меньше 4 км, а в 75% случаев дальность видимости была больше 4 км, причем изменялась в очень широких пределах. В 12 случаях при высоте нижней границы облаков 200 м дальность видимости была больше 20 км. Таким образом, основываясь

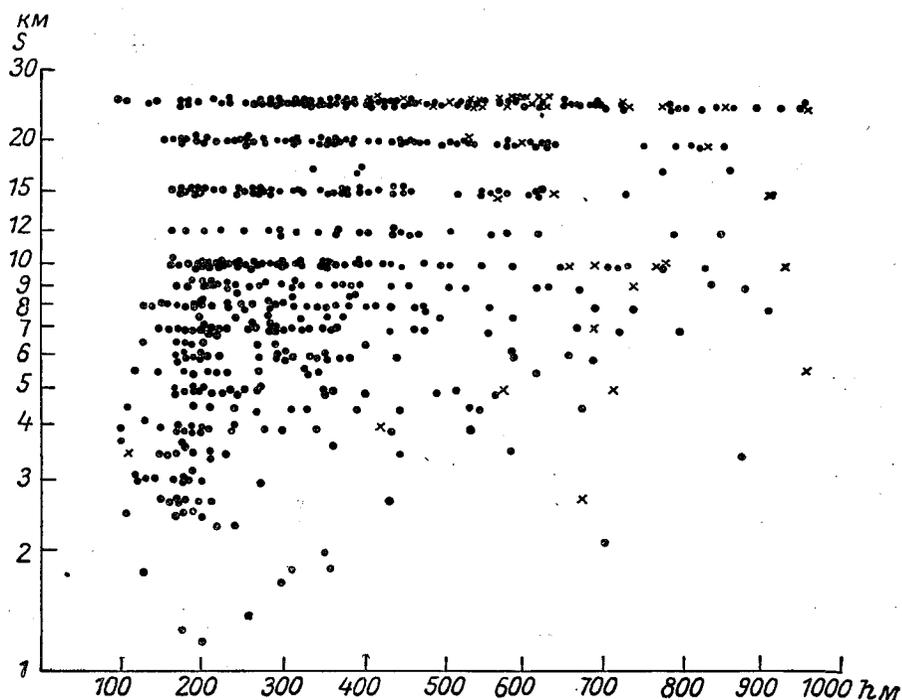


Рис. 25. Связь метеорологической дальности видимости с высотой нижней границы облаков.

на рис. 25, вряд ли можно говорить о тесной корреляционной связи между высотой облаков и горизонтальной дальностью видимости. Связь между этими величинами имеется потому, что как высота нижней границы облаков, так и величина дальности видимости связаны с влажностью.

Существует ряд методов расчета высоты нижней границы облаков (вернее, высоты уровня конденсации) по наземным данным [18, 19], причем основным исходным элементом для этих расчетов является относительная влажность воздуха. При больших значениях относительной влажности уровень конденсации будет располагаться ниже и увеличивается вероятность появления низких градаций видимости. Таким образом, и величина дальности видимости и высота облаков — следствия одной и той же причины. Возможно, что при наблюдениях на аэродроме связь между этими величинами будет выражена более ярко, так как низкие облака или слои инверсии будут задерживать искусственные аэрозоли, создаваемые выхлопными газами.

Если измерения дальности видимости проводятся визуальными или визуально-инструментальными методами по естественным объектам и линия визирования проходит над сушей, в жаркие летние дни наблюдается дрожание удаленных объектов, увеличивающееся в середине дня. Интенсивные восходящие потоки нагретого воздуха, создавая большую неоднородность приземного слоя атмосферы, сильно искажают очертания предметов. Для того чтобы выяснить, имеет ли это обстоятельство существенное влияние на величину дальности видимости, определяемую по этому объекту, была проведена серия специальных наблюдений прибором ИВ-ГГО на мысе Пицунда [20]. Объектом для определения видимости служила темно-зеленая хвойная роща с четким контуром, расположенная в 4 км от места наблюдения. Линия визирования проходила на высоте 1,5 м над поверхностью земли и шла 3,5 км над морем и 500 м над сушей, покрытой мелкой галькой. В дни и часы с сильно развитой конвекцией наблюдения проводились еще в двух дополнительных точках, расположенных таким образом, чтобы визирная линия проходила над морем и над участком суши протяженностью 350 и 150 м. Для исключения случайных ошибок наблюдения проводились одновременно двумя наблюдателями, причем наблюдатель, производивший измерения, не снимал отсчет по шкале.

Одновременно психрометром Ассмана, установленным на высоте 2 м, измерялись температура и влажность воздуха. Определялись облачность, направление и скорость ветра (по анемометру Фусса), измерялась температура поверхности почвы. Термическая неоднородность нижнего слоя атмосферы характеризовалась разностью температур почвы и воздуха. До тех пор пока эта величина не превышала 10° , дрожание объекта, заметное глазом, при наблюдении прибором не давало изменения контраста объекта на фоне неба даже в том случае, если линия визирования проходила 500 м над нагретой поверхностью суши. Однако по мере возрастания разности температур существенно увеличивалось различие между величинами контраста, полученными в одном случае при наблюдениях объекта из точки, где между глазом наблюдателя и объектом находилась лишь водная поверхность, и в другом случае, когда линия визирования шла частично над сушей. По мере увеличения протяженности участка суши в линии визирования возрастает и изменение контраста.

На рис. 26 представлены данные, показывающие влияние степени развития термической конвекции на контраст наблюдаемого объекта (хвойной рощи). По оси абсцисс отложена разность температур почвы и воздуха, по оси ординат — отношение контраста K , искаженного конвекцией, к контрасту того же объекта K_1 при отсутствии конвекции. При определении K линия визирования проходила 500 м над сушей через слой воздуха, возмущенный конвекцией, и 3,5 км над водной поверхностью. При измерении K_1 линия визирования шла только над водной поверхностью. Различные значки соответствуют наблюдениям при различных скоростях ветра. Из рассмотрения рис. 26 видно, что в том случае, когда линия визирования проходила через слой, возмущенный конвекцией, контраст объекта на фоне неба оказывался меньше. Изменение контраста прямо пропорционально градиенту температуры и скорости ветра. На рис. 26 точки распадаются на несколько групп в соответствии со скоростями ветра. Самая нижняя кривая соответствует наибольшей скорости ветра.

Аналогичные результаты получены при наблюдениях, в которых объектом служила линия горизонта. Увеличение влажности тоже приводит к уменьшению контраста; это видно из табл. 5. Во всех четырех

Дата	Время, часы	$\frac{K}{K_1}$	Облачность, баллы	Направление и скорость ветра, м/сек.	T_B	T_{II}	$T_{II} - T_B$	$E \%$	e мб
11 VIII	13	0,60	1/1	ЮВ, 3,5	27,6	52,7	25,1	73	24,3
27 VIII	14	0,69	2/0	ЮВ, 3,5	25,7	50,5	24,8	72	23,8
25 VIII	15	0,74	0/0	ЮЗ, 3,5	25,6	50,5	24,9	69	22,6
1 IX	13	0,89	0/0	3, 3,5	27,9	52,5	25,3	59	20,4

случаях, представленных в этой таблице, условия, при которых проводились наблюдения, были примерно одинаковыми, кроме влажности. Как следует из табл. 5, при увеличении влажности уменьшается отношение $\frac{K}{K_1}$. Следствием уменьшения контраста является заниженное

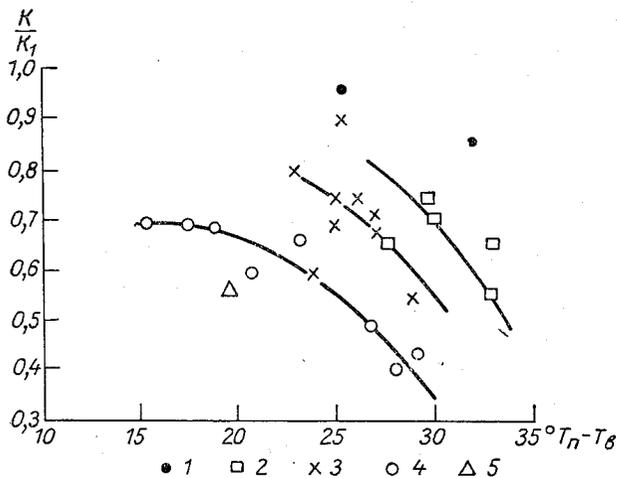


Рис. 26. Изменение контраста хвойной роши при изменении разности температур почвы и воздуха при различных скоростях ветра.

1 — 2 м/сек., 2 — 3 м/сек., 3 — 3,5 м/сек., 4 — 4 м/сек., 5 — 6,5 м/сек.

значение дальности видимости, полученное прибором. Изменение контраста за счет термической конвекции вызвано, по-видимому, изменением контуров объекта, которые становятся размытыми. Так, при сильной конвекции четкий контур роши, служившей объектом наблюдения, становится пилообразным, а линия горизонта превращается из прямой в волнистую.

В. А. Гавриловым [21] и Н. Н. Сытинской [22] было проведено экспериментальное исследование влияния контуров объекта на восприятие их глазом. Оказалось, что один и тот же яркостный контраст между объектом и фоном оказывает различный зрительный эффект в зависимости от характера его контура. Для объектов с четким контуром собственный яркостный контраст и видимый контраст совпадают. Видимый контраст объекта с размытым контуром всегда оказывался меньше его собственного яркостного контраста, и эти различия доходят до 10%.

Следовательно, если дальность видимости определяется визуальным или визуально-инструментальным методом по естественным ориентирам, всегда нужно иметь в виду, что в случае сильно развитой конвекции возможно уменьшение дальности видимости, связанное с изменением контура объекта.

§ 3. Прозрачность атмосферы в тумане

Как было ясно из предыдущего параграфа, нет физически обоснованной границы между метеорологическими явлениями, называемыми дымкой и туманом. Однако принятое в метеорологии выделение тумана в особое явление, отличное от дымки, целесообразно в силу присущей туману малой прозрачности, неблагоприятной для многих сторон практической деятельности человека, в частности для работы воздушного и приземного транспорта. При этом границей между дымкой и туманом условно принимается метеорологическая дальность видимости 1 км.

В отличие от дымки, туман может быть изучен на основе его микрофизических свойств, так как для туманов существуют хорошо отработанные методы микрофизических исследований.

В тумане не все градации помутнения равновероятны. По данным ежечасных наблюдений в течение семилетнего периода в Воейково, где число дней с туманами сравнительно невелико, из 688 случаев наблюдений в 353 случаях дальность видимости была меньше 400 м. Число случаев с дальностью видимости от 400 до 600 м и от 600 до 800 м примерно одинаково (139 и 109 соответственно). Меньше всего наблюдений было в диапазоне значений видимости от 800 до 1000 м, причем сюда вошли все случаи, когда дальность видимости равнялась 1 км. Надо заметить, что приведенные данные относятся ко всем случаям наблюдений, классифицированных наблюдателями как туман независимо от его происхождения и типа.

При наблюдениях в Воейково и в ущелье Цей (Кавказ) в 1961—1962 гг. [24] мы ставили себе задачу охватить все градации прозрачности в туманах и плотных дымках. Метеорологическая дальность видимости наблюдалась нами в пределах 100 м—2 км, причем наибольшее число наблюдений пришлось на интервал дальности видимости 200—400 м. Как можно заключить по этим наблюдениям в естественных туманах и в проходящих облаках, а также на основании обработки данных регистратора прозрачности М-37 (в Воейково), метеорологической дальности видимости 600 м—1 км соответствует неустойчивое состояние тумана, связанное либо с его образованием, либо с рассеянием.

Изучение закономерностей изменения прозрачности при процессах туманообразования и туманорассеяния имеет большое практическое значение [23]. Если проследить по ленте регистратора прозрачности записи туманов, можно заметить четкое деление на две группы: туманы с быстрым и туманы с медленным образованием и рассеянием. Это не означает, что если туман быстро образовался, то он обязательно и быстро рассеивается. В отдельных случаях туман, образовавшийся быстро, за 12—15 минут, рассеивается постепенно, в течение нескольких часов. Не удалось установить четкую связь между типом тумана и скоростью его образования или рассеяния. В процессах образования и рассеяния тумана необходимо учитывать весь комплекс физических условий; это справедливо как для адвективных, так и для радиационных туманов.

В качестве характеристики изменчивости прозрачности при образовании и рассеянии тумана использовалась структурная функция. Все туманы по скорости их образования и рассеяния были разделены на две группы. Далее с лент регистратора прозрачности через каждые 6 минут снимались значения метеорологической дальности видимости. Отсчеты снимались с момента снижения видимости меньше 10 км до момента образования устойчивого тумана, когда значения дальности видимости уже не превышали 1 км. Были сосчитаны временные структурные функции прозрачности при образовании и рассеянии тумана. Результаты расчетов приведены на рис. 27, где по оси абсцисс отложено время τ в минутах, по оси ординат — структурная функция $b_S(\tau)$ в км².

На рис. 27 изображены три кривые. Быстрое образование и быстрое рассеяние тумана представлено одной и той же кривой. Точками обозначены значения структурных функций, полученных экспериментально при образовании тумана, крестиками — процесс рассеяния тумана. Таким образом, закономерности изменения видимости во времени для быстрого образования и быстрого рассеяния тумана оказались практически одинаковыми. В случае медленного процесса структурные функции образования и рассеяния тумана не совпадают; рост изменчивости прозрачности при образовании тумана меньше, чем при рассеянии. Все три кривые, несмотря на различие в их местоположении, сходны по форме и могут быть выражены аналитической зависимостью вида

$$b_S(\tau) = a\tau^\alpha, \quad (8)$$

где a и α — параметры, определяемые отдельно для каждой кривой и представленные в табл. 6.

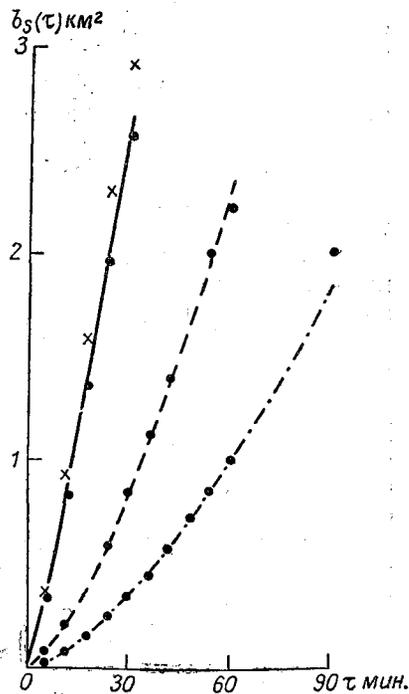


Рис. 27. Структурные функции прозрачности при образовании и рассеянии тумана.

Таблица 6

Параметр	Медленное		Быстрое	
	образование	рассеяние	образование	рассеяние
a	0,028	0,077	0,355	0,355
α	1,525	1,487	1,258	1,258
σ^2	0,803	1,880	4,299	3,733

В последней строке табл. 6 приведены значения дисперсии.

Полученные данные могут быть применены при решении различных практических задач, например при определении оптимальной частоты измерений видимости в период образования или рассеяния тумана.

Мы не рассматриваем в данной монографии спектральную прозрачность. Для тумана это вполне оправдано, поскольку отсутствие селективности при прохождении света в тумане в видимой области спектра можно считать доказанным. Так, в обстоятельной работе Арнульфа, Брикара и Вере [25] выполнены измерения прозрачности для длин волн 0,385; 0,45; 0,5; 0,55; 0,75; 1,24; 1,7; 3,4; 9,5 мк, для которых можно считать, что прозрачность тумана определяется лишь рассеянием (промежутки между полосами поглощения). Методика измерения заключалась в уравнивании светового потока, прошедшего заданный слой тумана, с потоком сравнения. Оба потока посредством одного и того же спектрографа попадали на один и тот же приемник. На основании осреднения 185 спектральных кривых получена кривая для туманов, представляющая оптическую плотность (показатель ослабления), отнесенную к 1 км, в зависимости от длины волны в интервале 0,3—10 мк. График, представленный в [25], показывает, что в видимой и близкой инфракрасной областях спектра ослабление света можно считать нейтральным.

Этот очень важный вывод подтвержден в работе Е. И. Бочарова [26], которая посвящена экспериментальному изучению спектральной прозрачности облаков. Трасса измерений, выполненных Бочаровым, равная 4 км, проходила в горизонтальном направлении между пиками Терскол и Чегет (над долиной Азау в районе Эльбруса). Установка состояла из источника излучения, монохроматора и приемника с усилительным устройством; приемником служил фотоэлектронный умножитель с оксидно-цезиевым катодом. Бочаров пришел к выводу, что показатель ослабления в слоисто-кучевых облаках, как правило, не зависит от длины волны в интервале 0,5—1 мк.

Направление исследований оптических свойств тумана, которые проводились с 1956 г. в Лаборатории атмосферной оптики ГГО, можно характеризовать как поиск эмпирических связей этих свойств с другими физическими характеристиками. Такое направление было продиктовано выдвигаемой практикой задачей прогноза дальности видимости, причем особенно подчеркивалась задача изучения малой дальности видимости, как явления, опасного для авиации.

Очевидно, что влажность и температура не являются теми факторами, которые определяют прозрачность тумана, как это имеет место для дымок. Влажность, характеризующая в тумане условия насыщения водяного пара, принимает значения 96—100%. Что касается температурных различий, то имеют значения лишь очень большие различия — от низких отрицательных до положительных, ибо с этими различиями связана разная природа тумана — кристаллическая или капельножидкая.

В § 2, посвященном дымкам, было показано, что при переходе к предконденсационному состоянию ослабляется зависимость прозрачности от температуры и влажности, а начинает проявляться влияние водности. Поскольку известно, что механизм ослабления видимого света в тумане заключается в рассеянии света каплями, образующими туман, очевидно, что для капельножидких туманов суммарный объем капель или общее количество воды, содержащейся в них, должно быть той физической величиной, которая тесно связана с прозрачностью тумана. Это очевидно потому, что показатель ослабления света пропорционален суммарному поперечному сечению капель.

Мысль о связи ослабления света в тумане (облаке) с водностью его была высказана еще в 1902 г. Трабертом [27]. Им высказаны соображения, совершенно справедливые для монодисперсного тумана, и выве-

дена формула, показывающая прямую пропорциональность между показателем ослабления и водностью для данного размера капель. По существу, и до сих пор в учебниках именно так излагается этот вопрос из-за отсутствия экспериментальных данных для естественных полидисперсных туманов. Из сказанного понятно, почему нами в первую очередь исследовался экспериментально именно вопрос о связи между прозрачностью и водностью туманов. При этом с самого начала было очевидным, что искомая связь может быть лишь корреляционной; отсутствие однозначной функциональной зависимости обусловлено микроструктурными различиями индивидуальных туманов.

Для естественных туманов показатель ослабления α выражается интегралом или суммой показателей ослабления по всем каплям (1):

$$\alpha = 2\pi \sum_i r_i^2 n_i.$$

Водность тумана определяется формулой

$$q = \frac{4\pi}{3} \sum_i r_i^3 n_i. \quad (9)$$

Связь между этими двумя величинами, согласно (1) и (9), выражается так:

$$\alpha = \frac{1,5q}{r_\sigma}, \quad (10)$$

где

$$r_\sigma = \frac{\sum_i r_i^3 n_i}{\sum_i r_i^2 n_i}. \quad (11)$$

Величину r_σ иногда называют радиусом поверхностной эквивалентности.

Далее естественным является предположение, что размеры капель в среднем увеличиваются при увеличении водности тумана, т. е.

$$r_\sigma = aq^b, \quad (12)$$

где a и b — численные коэффициенты.

Подставляя (12) в (10), имеем $\alpha = \frac{1,5}{a} q^{1-b}$. Обозначим $\frac{1,5}{a} = c$ и $1-b = d$, напишем

$$\alpha = cq^d. \quad (13)$$

Поскольку мы ожидаем зависимость вида (13), целесообразно искать связь между $\lg \alpha$ и $\lg q$. Если наше предположение правильно, то должна получиться линейная корреляционная связь между $\lg \alpha$ и $\lg q$.

Для указанной цели на Оптическом полигоне ГГО в Воейково, где производится постоянная регистрация прозрачности при помощи регистратора прозрачности М-37, в 1956—1957 гг. осуществлялись измерения водности тумана на высоте луча прожектора при помощи прибора Зайцева. Во время туманов проводились также метеорологические наблюдения.

Ниже приводятся результаты сопоставления одновременных значений водности и показателя ослабления.

При расстоянии между прожектором и приемным устройством на Оптическом полигоне в Воейково 215 м обеспечивалось измерение метеорологической дальности видимости в нужном нам диапазоне (в туманах) с точностью 10%. При дальности видимости менее 200 м производились визуальные наблюдения. В случаях очень большой неоднородности и неустойчивости туманов, что часто имеет место при наземных туманах, материал наблюдений не использовался.

Все обработанные наблюдения (98 случаев) нанесены на график (рис. 28). По оси абсцисс отложен логарифм водности, по оси ординат — логарифм коэффициента ослабления. По осям отмечены также значения водности q и метеорологической дальности видимости S .

Как видно из графика, при водности от 300 до 10 мг/м³ наблюдалась метеорологическая дальность видимости в пределах 100—750 м. При

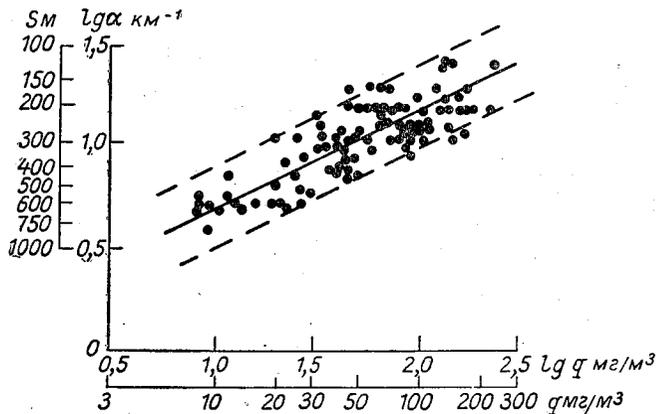


Рис. 28. Зависимость показателя ослабления, полученного прибором М-37, от водности тумана, измеренной прибором Зайцева.

меньшей водности наблюдения прибором Зайцева становятся невозможными, что ставит предел данным сравнениям при дальности видимости больше 750 м.

Как показывает график, разброс точек укладывается в пределы 1 балла международной шкалы. Границы 1 балла показаны на рис. 28 прерывистыми параллельными прямыми. Разброс точек определяется различиями в микроструктуре, а также связан с ошибками определения сравниваемых величин, в основном с ошибками измерения водности прибором Зайцева.

Что касается температуры и влажности, измерения которых сопутствовали измерениям водности, следует указать, что относительная влажность была около 100% (96—100%), а температуры были как положительными (до 17°), так и отрицательными (до —7°). Разделение точек на графике по температурным градациям не выявило связи с температурой тумана, т. е. в широком диапазоне температур корреляционная зависимость между водностью и прозрачностью одна и та же. Коэффициент корреляции между $lg \alpha$ и $lg q$ был найден равным $0,83 \pm 0,03$.

Поскольку разброс возможных значений метеорологической дальности видимости при данном значении водности составляет около 1 балла международной шкалы дальности видимости, целесообразно округление до баллов видимости.

По данным этой работы была рекомендована для использования, в частности при разработке прогноза дальности видимости при туманах, таблица, связывающая водность, т. е. величину, характеризующую интенсивность тумана, с метеорологической дальностью видимости в баллах (табл. 7).

Таблица 7

Метеорологическая дальность видимости:			
баллы	1	2	3
метры	50—200	200—500	500—1000
Водность тумана, мг/м ³	>100	20—100	<20

Из-за разброса значений, неизбежного вследствие микроструктурных различий, более точная оценка, чем в табл. 7, нецелесообразна.

С целью более подробного изучения зависимости прозрачности от водности тумана, а именно в более широком диапазоне изменений показателя ослабления и водности, а также анализа причин отклонений отдельных точек от средней прямой в 1961—1962 гг. была проведена работа по экспериментальному изучению прозрачности туманов на основе использования более совершенной методики исследования [24]. Наблюдения были проведены как в Воейково, так и в Цее (Кавказ), причем были проведены комплексные измерения показателя ослабления, индикатрисы рассеяния и микроструктуры естественных туманов.

При исследовании микроструктуры естественных туманов использовалась методика, описанная в работах [28—31]. Она заключается в улавливании капель на стеклянную пластинку, покрытую тонким слоем смеси трансформаторного масла и вазелина, с последующим фотографированием капель под микроскопом. Для улавливания капель использовался наземный вариант поточной ловушки ИПГ-301 с барабанным затвором. Градуировка ловушек, т. е. определение скорости потока воздуха, производилась по методике, применяемой в Центральной лаборатории поверки ГГО, посредством пневмометрической трубки с микроманометром [32]. Работа ловушек производилась при скорости потока 12 м/сек.

Исследование работы ловушки в естественных туманах показало, что предусмотренное конструкцией время экспонирования пластинки в потоке, равное 0,3 секунды, слишком мало. Оно было увеличено до 2 секунд—3 минут в зависимости от прозрачности тумана. Это обеспечивало количество капель в пробе более 2000, достаточное для статистической определенности.

Микрофотографирование проб производилось обычным методом [29] с помощью микрофотоустановки, состоящей из микроскопа МБИ-1 и микрофотонасадки МФН-2. Увеличение микрофотоустановки составляло $\times 64,4$. При фотографировании использовалась мелкозернистая пленка МЗ-2.

Для подсчета распределения капель по размерам использовался большой проектор типа БП. При увеличении проектора $\times 50$ общее увеличение составляло $\times 3220$. Для подсчета капель применялась гребенка П. В. Дьяченко [33].

Истинное число капель данного радиуса в единице объема определялось с учетом коэффициентов захвата ловушки, предложенных Л. М. Левиным [28]. Следует указать, что, согласно [28], минимальный диаметр капель, оседающих на стекле, должен быть не меньше 3,6 мк. Однако, как показал опыт работы с ловушками в естественных туманах, в большинстве случаев на пластинке оседали также капли диаметром

2—3 мк. Как указывается в [30], появление этих капель связано с турбулентной диффузией, которая может вызывать осаждение капель, запыщенных с точки зрения законов аэродинамики. В этом случае коэффициенты захвата неизвестны. В настоящей работе из расчетов исключались капли диаметром меньше 4 мк.

Значения коэффициентов захвата для капель диаметром больше 4 мк надежны. Это подтверждается хорошим совпадением величин микрофизических параметров, полученных из одновременных измерений ловушками ИПГ-301 и приборами А. Г. Лактионова [31], К. С. Шифрина и В. И. Голикова [34], основанными на других принципах измерения.

Ошибка измерения микрофизических параметров тумана с помощью ловушек ИПГ-301, по данным Эльбрусской экспедиции АН СССР, составляет 10—15% [29, 35]. Такую точность измерений можно считать вполне удовлетворительной, если учесть, что, по данным Левина [35], естественные временные и пространственные флуктуации этих параметров в тумане достигают $\pm 20\%$.

Измерение показателя ослабления света в тумане производилось различными методами: в Воейково регистратором прозрачности М-37 [36] и нефелометром ГОИ [37] по интенсивности рассеяния под углом 45° между направлениями распространения и рассеяния света, в ущелье Цей визуальным методом ГГО [38] днем и нефелометром ГОИ ночью. Ошибка измерения показателя ослабления света нефелометром ГОИ составляла $\pm 15\%$ [39]; ошибка измерения регистратором прозрачности М-37 не превышала $\pm 10\%$ [36]. Большое количество темных объектов в районе ущелья Цей позволило при малых значениях метеорологической дальности видимости в туманах довести ошибку визуальных измерений показателя ослабления до $\pm 20\%$ [38].

При одновременных измерениях микроструктуры тумана и его прозрачности особое внимание обращалось на локальную однородность тумана с тем, чтобы иметь возможность сравнивать величину показателя ослабления α , полученную из измерений ловушкой и нефелометром, с измерениями α регистратором прозрачности и визуальным методом ГГО, при котором измерительная база несколько больше. В связи с этим все туманы, в которых наблюдалась пространственная неоднородность, а также большие флуктуации во времени, из наблюдений исключались. По этой причине, как правило, не представлялось возможным использовать радиационный туман.

В ущелье Цей измерение прозрачности и микроструктуры производилось также в проходящих облаках. Анализ полученного материала не показал существенного отличия микроструктуры облаков, наблюдавшихся в Цее, от микроструктуры естественного тумана, наблюдавшегося в Воейково, поэтому результаты измерения микроструктуры облаков в Цее рассматривались вместе со всем материалом.

В ряде работ при одновременном изучении прозрачности и микроструктуры естественных туманов сопоставлялись значения α , полученные непосредственно из измерений и рассчитанные по формуле (1).

В работе [40] значения показателя ослабления света в плотных облаках, рассчитанные из данных микроструктуры и измеренные визуально, практически оказались близкими. Однако в некоторых работах при исследовании прозрачности облаков, например в [41, 42], значение α , измеренное оптическим методом, в 2—2,5 раза превышало значение α , полученное по формуле (1). Это расхождение объяснялось либо тем, что формула (1) не учитывает ослабление света, вызванное истинным поглощением на каплях, либо особенностью методики изме-

рения микрофизических свойств облаков, при которой ловушки захватывают не все капли, находящиеся в облаке.

В настоящей работе также были проведены аналогичные сопоставления. При обработке лент регистратора прозрачности выяснилось, что туман всегда образуется на фоне дымки с $\alpha = 1 \div 2 \text{ км}^{-1}$. Так как ловушки ИПГ-301 захватывают лишь капли с $d \geq 3,6 \text{ мк}$, естественно было предположить, что фон дымки, на котором образуется туман, обязан каплям с $d < 3,6 \text{ мк}$, которые ловушкой не улавливаются. Тогда общий показатель ослабления в тумане, обусловленный присутствием капель, взвешенных в воздухе, представляет собой сумму показателя ослабления, рассчитанного по данным ловушки для капель с $d \geq 3,6 \text{ мк}$, и показателя ослабления фона, на котором туман образовался. Значения показателя ослабления фона $\alpha_{\text{ф}}$, на котором образовался туман, снимались с лент регистратора прозрачности М-37 и прибавлялись к $\alpha_{\text{расч}}$.

Результаты сопоставления приведены на рис. 29. По оси абсцисс отложено $\alpha_{\text{расч}} + \alpha_{\text{ф}}$, по оси ординат — $\alpha_{\text{изм}}$. Как следует из рис. 29, систематическое расхождение между этими величинами не наблюдается, точки равномерно расположились вокруг прямой, проведенной под углом 45° к осям координат. Если учесть, что точность измерения показателя ослабления, полученного из измерений оптическими методами, составляла $\pm 20\%$, а с помощью ловушки $\pm 15\%$, то совпадение

величин $\alpha_{\text{расч}} + \alpha_{\text{ф}}$ и $\alpha_{\text{изм}}$ можно считать удовлетворительным. Как показал анализ материала наблюдений, точки, сильно отклонившиеся от прямой, соответствовали моментам образования и рассеяния тумана, когда плотность тумана сильно менялась в пространстве и приборы, расположенные в разных точках, могли дать различные значения α .

Таким образом, в естественных туманах, если учесть показатель ослабления фона, на котором образуется туман, т. е. мелкую фракцию влажного аэрозоля, не улавливаемую ловушкой ИПГ-301, рассчитанное по данным микрофизики значение α совпадает со значением, полученным из измерений оптическими методами. Укажем, что это совпадение косвенно подтверждает правильность предложенных Левиным коэффициентов захвата.

Полученный материал позволил уточнить зависимость между показателем ослабления и водностью. Указанный ранее коэффициент корреляции между $\lg \alpha$ и $\lg q$ нельзя считать истинным, так как в него входит значительная ошибка определения водности прибором Зайцева. Истинное значение коэффициента корреляции определяется микроструктурными различиями и может быть теперь нами найдено из сопоставления $\lg \alpha$ и $\lg q$, рассчитанных из микроструктурных данных по приведенным выше формулам.

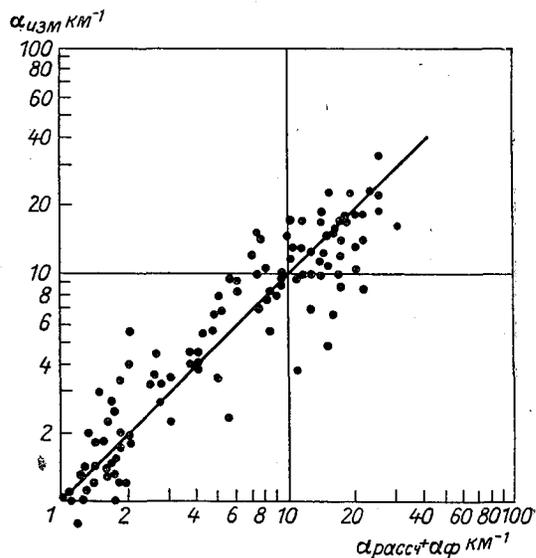


Рис. 29. Связь между показателем ослабления, измеренным оптически, и показателем ослабления, рассчитанным с учетом фона дымки.

На рис. 30 представлена эта корреляционная зависимость по всем 169 сериям наблюдений, выполненных в Цее и Воейково. Коэффициент корреляции между логарифмами сравниваемых величин, вычисленный по этим данным, оказался равным $0,974 \pm 0,004$, т. е. выше того, который был нами найден на первом этапе работы. Высокое значение коэффициента корреляции свидетельствует о том, что водность является основным фактором, определяющим прозрачность тумана, несмотря на различия в микроструктуре туманов.

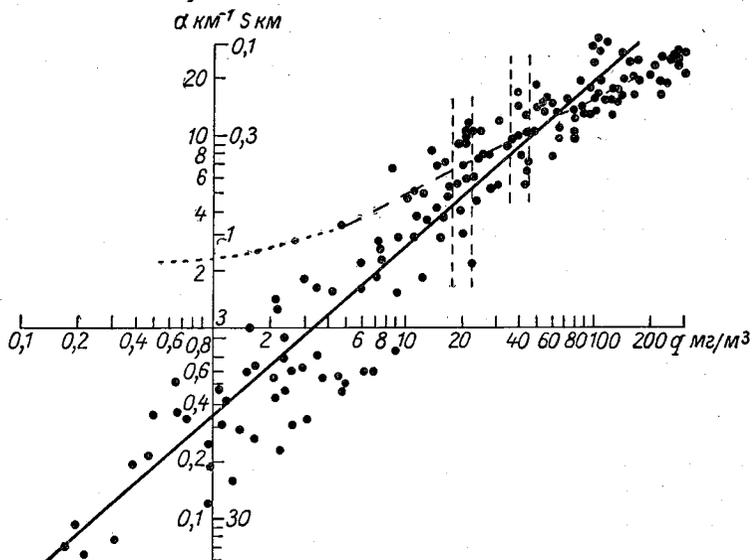


Рис. 30. Зависимость показателя ослабления от водности тумана по данным микрофизических измерений.

По данному коэффициенту корреляции найдено уравнение регрессии

$$\lg \alpha = 0,87 \lg q + 0,46,$$

$$\alpha = 0,35 q^{0,87}, \quad (14)$$

где α в км^{-1} , q в $\text{мг}/\text{м}^3$.

В левой части рис. 30 точки соответствуют малой водности, вплоть до десятых долей миллиграмма, и значениям α , меньшим единицы, т. е. значениям $S > 3$ км и в некоторых случаях даже $S > 30$ км. Эти данные соответствуют случаям плотных дымок, когда метеорологическая дальность видимости, измеренная визуально или приборами, была 1—3 км. Поскольку эти точки получены в результате подсчета капель радиусом больше 2 мк, они определяют вклад в показатель ослабления α и водность q крупных капель.

На том же графике пунктиром показана кривая, соответствующая упомянутым выше наблюдениям в 1956—1957 гг. Если добавить к значениям показателя ослабления, вычисленным в данной работе, значение показателя ослабления, соответствующее фону с дальностью видимости 2—1,5 км, т. е. $\alpha = 1,5 \div 2 \text{ км}^{-1}$, то полученная в результате такого суммирования кривая совпадет с кривой, полученной ранее из прямых наблюдений. Очевидно, при слабой плотности тумана необходим учет фона; при большой плотности учет фона менее существен.

Представляет интерес сравнить полученную нами зависимость с такой же зависимостью других авторов. В [43] приводятся результаты

измерений во время четырех туманов. Эти результаты были нанесены на наш график, и оказалось, что данные [43] не противоречат нашим.

В [40] была получена эмпирическая формула, связывающая дальность видимости S с водностью q : $Sq^{1/3} = 20$, где S измеряется в метрах, а q — в $г/м^3$. Сравнение этих исследований с нашими затруднительно вследствие того, что в [40] проводились наблюдения в плотных облаках — при дальности видимости 15—150 м и водности до $1500 г/м^3$. Однако, если экстраполировать сплошную прямую на рис. 30, можно показать, что данные [40] не противоречат нашим результатам.

Полученная нами корреляционная зависимость в широком диапазоне прозрачности, включающем туманы и плотные дымки, позволяет расширить табл. 7, рекомендованную ранее для практического использования, как это показано в табл. 8.

Таблица 8

Метеорологическая						
дальность видимости:						
баллы	1	2	3	4	5	
метры	50—200	200—500	500—1000	1000—2000	2000—4000	
Водность тумана, $г/м^3$	>100	20—100	5—20	1—5	0,1—1	

Перейдем теперь от сформулированной выше прямой задачи исследования оптических свойств тумана к обратной задаче атмосферной оптики, заключающейся в исследовании аэрозолей оптическими методами. Такая обратная задача была поставлена нами впервые для дождя по идее К. С. Шифрина [44]. Рассмотрим возможности решения обратной задачи для тумана. Очевидным является то, что обратная задача атмосферной оптики для тумана — оптический метод изучения частиц, формирующих туман, кроме теоретического интереса, имеет практическое значение во всех случаях, когда важно знать микроструктуру тумана, например при прогнозе тумана, активных воздействиях и др. Задача заключается в теоретическом расчете распределения капель тумана по размерам с помощью формул, в которые входят значения нескольких интегральных характеристик тумана, т. е. формул «оборачивания».

Метод «оборачивания» требует предварительного выбора аналитически заданного n -параметрического семейства кривых распределения. Далее неизвестные n параметров, определяющие конкретную кривую из всего семейства, вычисляются по измеренным n интегральным характеристикам.

Выбор типа семейства кривых распределения может быть сделан на основании анализа экспериментальных данных. Кроме того, очевидно, что во всех случаях кривая распределения капель по размерам $\frac{dn}{dr} = n(r)$, где r — радиус капли, n — число капель в единице объема, должна иметь следующие характерные особенности: 1) $n(0) = 0$; $n(\infty) = 0$; 2) при некотором $r = r_{\max}$ кривая имеет максимум, причем подъем круче, чем спуск, т. е. кривая несимметрична. Перечисленные свойства имеет трехпараметрическое семейство кривых

$$\frac{dn}{dr} = n(r) = Ar^{\nu} e^{-\beta r}. \quad (15)$$

Получение интегральных характеристик сводится к вычислению определенных интегралов типа

$$\int_0^{\infty} Ar^{\nu} e^{-\beta r} dr = A \frac{\Gamma(\nu + 1)}{\beta^{\nu + 1}}, \quad (16)$$

где $\Gamma(\nu+1)$ — гамма-функция, значение которой при целых положительных значениях ν равно $\Gamma(\nu+1) = \nu!$

Таким образом, применение гамма-распределений является простым в математическом отношении.

Наш опыт работы со спектрами капель дождя и тумана убеждает в том, что трудность теоретического описания экспериментальной функции распределения заключается не в выборе класса функции распределения. Действительно, при надлежащих значениях параметров распределения почти любым типом кривых из асимптотически приближающихся к оси абсцисс может быть описана ниспадающая в сторону больших радиусов ветвь кривых распределения. А эта ветвь дает основной вклад в интегральные характеристики — показатель ослабления, водность, радиолокационную отражаемость, поскольку в них входит множителем соответственно r^2 , r^3 , r^6 .

Так, Е. М. Сальман [45] успешно пользовался распределением гиперболического типа для описания крупнокапельной части кривых распределения для ливневых дождей; Л. М. Левин в течение нескольких лет применял для облачных и дождевых капель логарифмически нормальный закон распределения [46], затем стал пользоваться гамма-распределением [47]. Именно в этой статье Левин приходит к выводу, что «... гамма-распределение на довольно большом интервале размеров хорошо аппроксимирует логарифмически нормальный закон».

С точки зрения практики наиболее рациональным является метод изучения аэрозолей, использующий двухпараметрическое семейство, которое получается из приведенного выше трехпараметрического семейства, если принять значение μ равным постоянному целому числу, поскольку в этом случае требуется для расчетов лишь знание двух интегральных характеристик. Ниже мы укажем соображения, которые легли в основу выбора значения числа μ .

При выбранной функции распределения в виде (15) дифференциальное значение показателя ослабления света в тумане равно

$$d\alpha = 2\pi r^2 dn = 2\pi A r^{\mu+2} e^{-\beta r} dr.$$

В результате интегрирования получим значение показателя ослабления

$$\alpha = 2\pi A \int_0^{\infty} r^{\mu+2} e^{-\beta r} dr = 2\pi A \frac{\Gamma(\mu+3)}{\beta^{\mu+3}}. \quad (17)$$

Из аналогичных выкладок получим выражения для водности $dq = \frac{4\pi A}{3} r^{\mu+3} e^{-\beta r} dr$ и

$$q = \frac{4\pi A}{3} \frac{\Gamma(\mu+4)}{\beta^{\mu+4}}. \quad (18)$$

Из (17) и (18) получаются формулы для расчета параметров распределения β и A :

$$\beta = \frac{2(\mu+3)}{3} \frac{\alpha}{q}, \quad (19)$$

$$A = \frac{\alpha \beta^{\mu+3}}{2\pi(\mu+2)!}. \quad (20)$$

Отсюда определим относительные погрешности, с которыми могут быть найдены параметры распределения, если известны относительные ошибки исходных интегральных характеристик:

$$\frac{\Delta\beta}{\beta} = \frac{\Delta\alpha}{\alpha} + \frac{\Delta q}{q}, \quad (21)$$

$$\frac{\Delta A}{A} = \frac{\Delta \alpha}{\alpha} + (\mu + 3) \frac{\Delta \beta}{\beta}. \quad (22)$$

Формула (22) показывает, что погрешность параметра A зависит от значения числа μ и что для получения минимальной погрешности этого параметра наивыгоднейшим является случай $\mu=0$. При этом предельном случае гамма-распределение превращается в экспоненту.

Использование экспоненциальной функции распределения для случая тумана является наиболее целесообразным также исходя из рассмотрения всего полученного нами экспериментального материала, поскольку лишь в 20% случаев нами наблюдался максимум кривой распределения в интервале диаметров 4—6 мк, а в остальных 80% случаев — в области еще более мелких капель. Поскольку при диаметрах, меньших 4 мк, коэффициенты захвата неизвестны, следовательно, и о наличии максимума в интервале 4—6 мк трудно судить с уверенностью. Можно лишь сказать, что в области размеров $d > 4$ мк имеется ниспадающая ветвь кривой распределения, которая может изучаться при помощи ловушек ИПГ-301. Для описания этой ниспадающей ветви нами и была выбрана экспонента $n(r) = \frac{dn}{dr} = Ae^{-\beta r}$.

При этой функции распределения формулы для расчета β и A определяются из (19) и (20) при $\mu=0$:

$$\beta = 2 \frac{\alpha}{q}, \quad A = \frac{1}{4\pi} \alpha \beta^3. \quad (23)$$

Укажем также, что выражение для суммарного числа капель в единице объема пространства легко получается в результате интегрирования выражения $dn = Ae^{-\beta r} dr$:

$$N = \frac{A}{\beta}. \quad (24)$$

Для удобства расчетов по формулам (23) построена номограмма (рис. 31). Чтобы войти в эту номограмму, надо взять отношение $\frac{\alpha}{q}$ и α . По значению $\frac{\alpha}{q}$, отсчитанному по оси ординат вниз от точки пересечения осей координат, надо провести горизонтальную прямую до пересечения с нижней прямой. От точки пересечения восстанавливается перпендикуляр до пересечения с осью абсцисс, на которой отсчитывается искомое значение β . Затем продолжается этот перпендикуляр до пересечения с той прямой верхнего семейства прямых, которая соответствует заданному значению α . Горизонтальная прямая, проведенная от этой точки пересечения до оси ординат, указывает искомое значение A на оси ординат.

Таким путем по заданной паре значений α и q легко находятся параметры распределения β и A , по которым затем рассчитываются теоретические кривые распределения числа капель по размерам. Также могут быть рассчитаны распределения величин $\alpha(r) = \frac{d\alpha}{dr} = 2\pi Ar^2 e^{-\beta r}$ и $q(r) = \frac{dq}{dr} = \frac{4\pi}{3} Ar^3 e^{-\beta r}$. Обе эти функции распределения имеют максимум.

Рассмотрим особенности поведения наиболее интересной для нас функции $\alpha(r)$, дающей вклад, вносимый в показатель ослабления каплями различного размера. Функция $\alpha(r)$ имеет максимум при значении $r = r_{\max} = \frac{2}{\beta}$. Параметр β определяет также и ширину распределения.

Если назвать, как принято в оптике, полушириной Δr разность между двумя значениями r , соответствующими половине максимального значения этой функции, можно показать (см. § 4), что $\Delta r = \frac{3,4}{\beta}$.

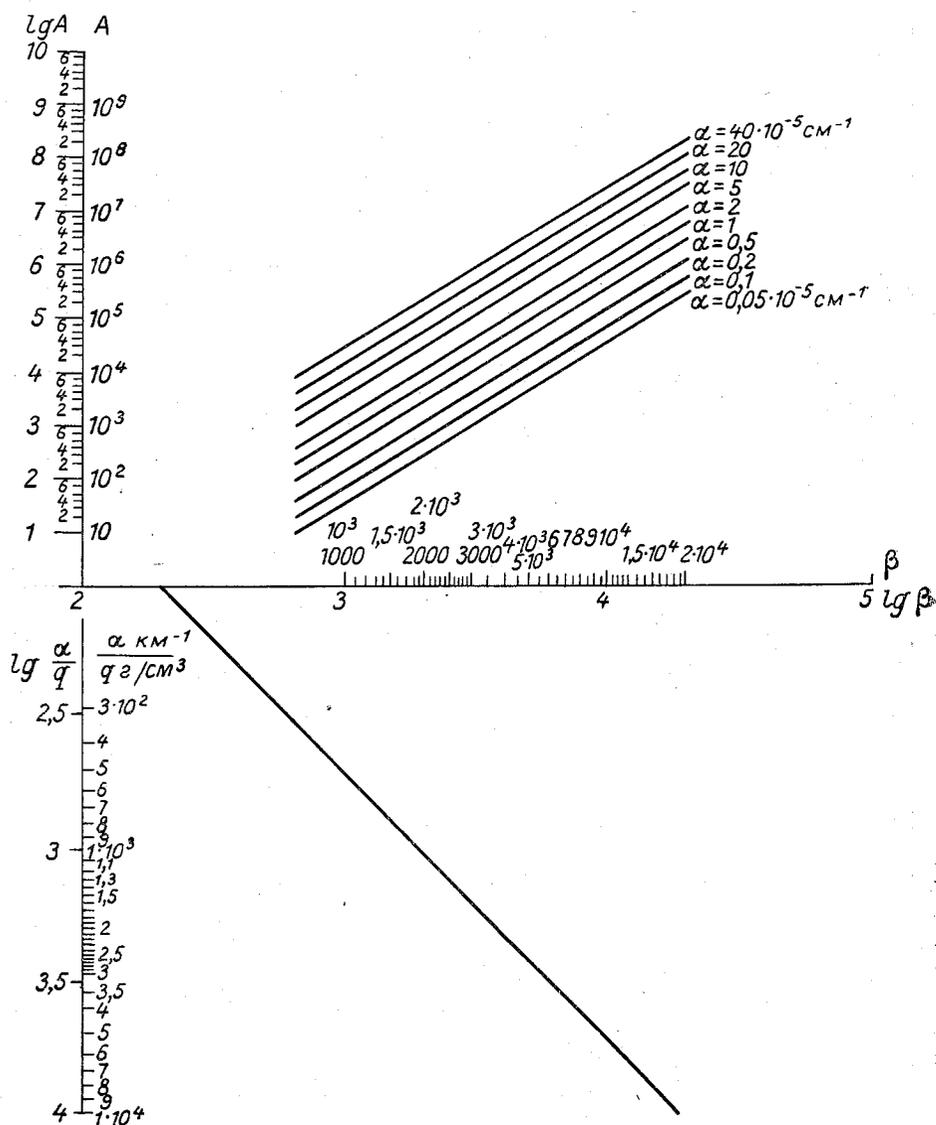


Рис. 31. Номограмма для определения параметров β и A распределения капель тумана по размерам, выраженного в виде $\frac{dn}{dr} = Ae^{-\beta r}$.

Для всех случаев наблюдений были найдены β и A , по ним рассчитаны теоретические кривые распределения и сравнены с фактически наблюдаемыми. Рассмотрим соответствие между наблюдаемыми и рассчитанными кривыми на отдельных примерах. В качестве примеров на графиках (рис. 32 и 33) представлены для $q = 20 \text{ мг/м}^3$ и $q = 40 \text{ мг/м}^3$ измеренные и рассчитанные кривые распределения (рассчитанные —

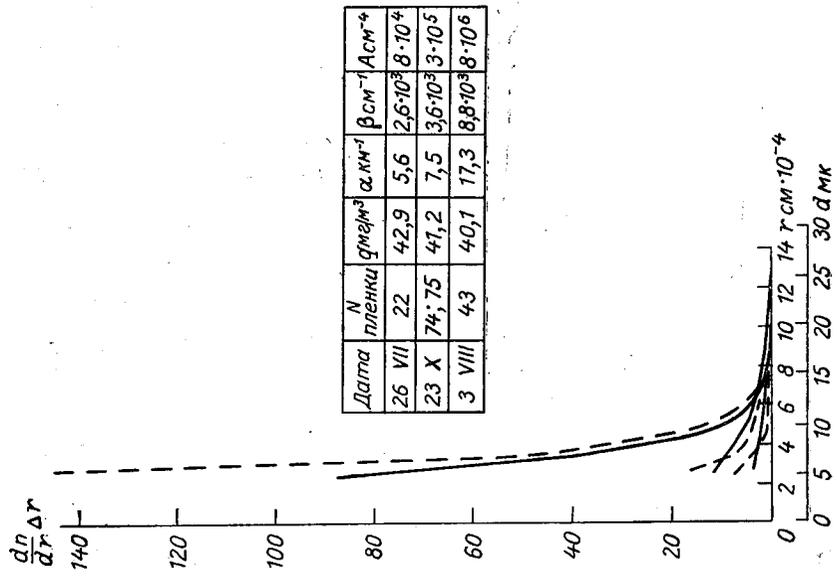


Рис. 33. Измеренные и рассчитанные кривые распределения капель тумана по размерам при $q=40$ мг/м³.

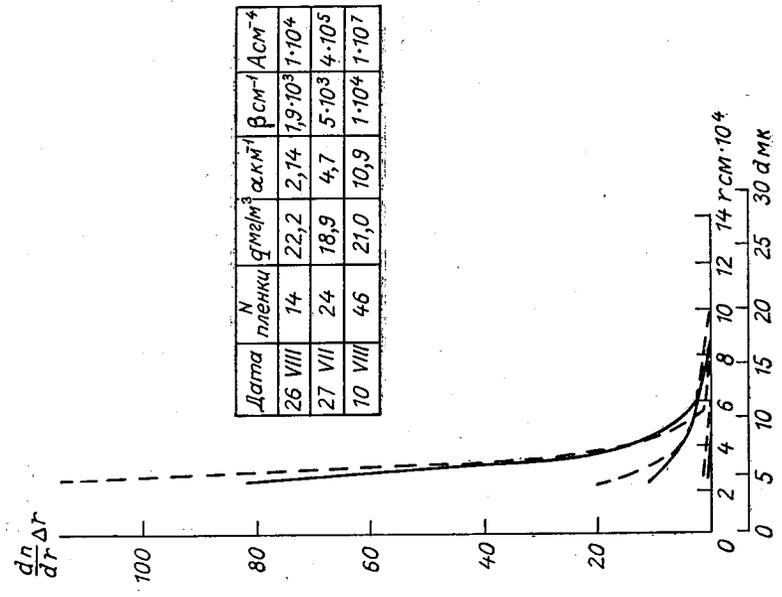


Рис. 32. Измеренные и рассчитанные кривые распределения капель тумана по размерам при $q=20$ мг/м³.

плавные линии, измеренные — прерывистые ломаные линии). Точки, соответствующие этим значениям водности, выделены вертикальными прерывистыми прямыми на рис. 30.

Чтобы не загромождать графики, на них из всех случаев q , близких к выбранным, представлено лишь по три случая, соответствующие экстремальным и среднему значениям α при данном q . Как эти примеры, так и весь полученный нами экспериментальный материал показывают, что рассчитанные кривые описывают фактические кривые с достаточной для практических целей точностью в области размеров капель, улавливаемых ловушками ($d \geq 4$ мк); при этом в области крупных капель совпадение практически полное. Совпадение рассчитанных кривых распределения $\frac{d\alpha}{dr}$ и $\frac{dq}{dr}$ с измеренными, очевидно, должно быть еще лучше.

Таким образом, полученные нами результаты показывают возможность теоретического расчета кривых распределения капель тумана по размерам по двум интегральным характеристикам — водности и показателю ослабления.

Для выяснения влияния микроструктуры на наблюдаемые различия при данных значениях водности были взяты туманы с водностью 1; 2,5; 5; 10; 20; 40; 100 мг/м³ и составлена сводная табл. 9 с двумя входами: q мг/м³ и α км⁻¹, в каждой клетке которой указана слева вверху β , слева внизу A , а также величины $\Delta d = 2\Delta r = \frac{6,8}{\beta}$ (справа). Величины β и A выражены в единицах CGS, а величина Δd — в микронах. Для полноты этой таблицы вверху даны значения $\alpha + \alpha_\phi$ при $\alpha_\phi = 1,5$ км⁻¹ и соответствующие им значения S (в километрах).

Эта таблица показывает пределы изменения показателя ослабления при данной водности и микрофизические параметры, соответствующие каждой паре значений показателя ослабления и водности. Можно считать, что этой таблицей охвачены все естественные туманы в указанных пределах α и q . В ней не содержатся туманы с водностью $q > 100$ мг/м³ ($S < 100$ м), которые нам не удалось наблюдать.

Из табл. 9 следует, что в естественных туманах кривые распределения капель по размерам заметно различаются по параметру A , тогда как по параметру β они различаются сравнительно мало.

При одной и той же водности большое значение α объясняется большим числом мелких капель при отсутствии крупных, т. е. увеличение α происходит за счет увеличения числа капель при сужении спектра.

Практическое применение данных табл. 9 заключается в том, что она дает возможность оценивать параметры кривой распределения размеров капель в тумане β и A по значениям двух величин: α и q . Эта оценка может быть сделана с точностью, достаточной для большинства атмосферно-оптических расчетов.

По величине α может быть также приближенно оценена водность тумана, т. е. величина, характеризующая интенсивность тумана. Величина же α находится из регистрации прозрачности, при которой можно отсчитать изменение прозрачности на фоне дымки, наблюдаемой до тумана.

До сих пор мы изучали эмпирические связи между прозрачностью (показателем ослабления) и водностью тумана. Представляет также интерес изучение связи между оптической характеристикой (показателем ослабления) и радиолокационной отражаемостью. Вопрос этот

Таблица 9

		S с фоном, км											β _{CGS} Δd _{МК} A _{CGS}		
		2	1,5	1,2	1	0,5	0,3	0,2	0,15	0,10	0,10				
		(α + α _ф) км ⁻¹ при α _ф = 1,5 км ⁻¹ и S _ф = 2 км													
		1,6	1,7	1,8	2,0	2,5	3,5	4,5	6,5	9	11,5	16,5	21,5	26,5	31,5
		α км ⁻¹													
		0,1	0,2	0,3	0,5	1,0	2,0	3,0	5,0	7,5	10	15	20	25	30
q Мг/М ³ b	1	2·10 ³ 34	4·10 ³ 17	5·10 ³ 14	9·10 ³ 8										
		1·10 ³	8·10 ³	4·10 ⁴	3·10 ⁵										
2,5		1,5·10 ³ 40	2·10 ³ 17	4·10 ³ 34	1·10 ⁴ 17	5·10 ⁵ 7									
		1·10 ³	2·10 ⁸	1·10 ⁴	1·10 ⁴	5·10 ⁵									
5					2·10 ³ 34	4·10 ³ 17	3·10 ³ 9	1·10 ⁴ 7							
					3·10 ³	2·10 ⁴	7·10 ⁵	7·10 ⁶							
10					2·10 ³	4·10 ³ 34	4·10 ³ 17	6·10 ³ 11	1·10 ⁴ 7						
					5·10 ³	7·10 ⁴	7·10 ⁴	5·10 ⁵	6·10 ⁶						
20						2·10 ³	2·10 ³ 34	3·10 ³ 23	6·10 ³ 11	8·10 ³ 9	9·10 ³ 8				
						1·10 ⁴	1·10 ⁴	5·10 ⁴	4·10 ⁵	2·10 ⁶ 11	2·10 ⁶ 6·10 ⁶				
40									2·10 ³ 34	4·10 ³ 17	5·10 ³ 14	8·10 ³ 9			
									7·10 ⁴ 34	3·10 ⁵ 17	2·10 ⁶ 5·10 ⁶				
100												3·10 ⁶ 23	4·10 ³ 17	5·10 ³ 14	6·10 ³ 11
												4·10 ⁵ 17	1·10 ⁸ 3·10 ⁶	3·10 ⁶ 5·10 ⁶	

рассмотрен нами совместно с коллективом авторов, занимающихся вопросами радиолокации под руководством Е. М. Сальмана [48].

В [48] ставится проблема применимости радиолокации для определения метеорологической дальности видимости в туманах, в частности в наклонном направлении. Ввиду актуальности поиска путей решения проблемы измерения метеорологической дальности видимости в наклонном направлении этот вопрос заслуживает внимания, хотя заранее ясно, что речь может идти лишь о сравнительно слабой корреляционной зависимости между показателем ослабления, пропорциональным r^2 , и радиолокационной отражаемостью, пропорциональной r^6 .

С помощью наших микрофизических данных для 58 плотных туманов, наблюдаемых с июля по октябрь 1961 г. в Воейково, в [48] были рассчитаны для этих туманов значения отражаемости z по формуле

$$z = \sum_i n_i r_i^6 \left[\frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right]^2, \quad (25)$$

где m — комплексный показатель преломления воды.

Результат представлен графически в виде корреляционного поля величин z и α . Несмотря на большой разброс точек, видно существование некоторой связи между α и z . Обработка данных по методу наименьших квадратов привела к уравнению регрессии

$$\alpha = 300 z^{0,27} \quad (\alpha \text{ в км}^{-1}, z \text{ в мм}^6/\text{м}^3). \quad (26)$$

Наличие значительного разброса точек, по которым получено уравнение регрессии (26), позволяет рекомендовать эту зависимость лишь для оценочных значений, приводимых в табл. 10.

Таблица 10

Видимость S баллов	Отражаемость туманов z мм ⁶ /м ³	Видимость S баллов	Отражаемость туманов z мм ⁶ /м ³
0	>10 ⁻²	3	10 ⁻⁷ — 10 ⁻⁶
1	10 ⁻⁴ — 10 ⁻²	≥4	<10 ⁻⁷
2	10 ⁻⁶ — 10 ⁻⁴		

§ 4. Прозрачность атмосферы в зоне выпадения дождя

Туман и дождь — явления близкие; часто туману сопутствует моросящий дождь (морось). Физически граница между этими метеорологическими явлениями определяется размером капель около 100 мк в диаметре, которые не могут оставаться взвешенными в воздухе и начинают падать под действием силы тяжести. Скорость падения капель дождя в атмосфере существенно зависит от их радиуса. Общий анализ вопроса, выполненный К. С. Шифриным [49], приводит к формуле

$$v = \eta \sqrt{r}; \quad \eta = \sqrt{\frac{8\sigma g}{3\rho C_D}}, \quad (27)$$

где σ — плотность воды, g — ускорение силы тяжести, ρ — плотность воздуха, C — коэффициент сопротивления для шара.

Для капли дождя C_D принимает значения 0,4—0,6. Это дает значения $\eta = (2,2 \div 1,8) \cdot 10^3 \text{ см}^{1/2}/\text{сек}$.

Минимальный размер дождевых капель находится на границе с каплями тумана, а максимальный, до 5 мм в диаметре, определяется тем размером, по достижении которого капля распадается как неустойчивая.

Исходя из сказанного, теории ослабления света в тумане и в дожде вполне аналогичны, так как капли тумана и дождя представляют собой крупные частицы по сравнению с длиной волны видимого света. Те и другие являются каплями воды правильной сферической формы и отличаются лишь размерами.

Но специальное рассмотрение оптических свойств атмосферы при выпадении дождя, в частности решение обратной задачи теории рассеяния, т. е. разработка оптического метода изучения спектра дождевых капель, представляет большой самостоятельный интерес. Действительно, данные о микроструктуре дождя нужны для решения ряда народнохозяйственных задач, например для изучения воздействия дождя на различные сооружения, для анализа влияния осадков на структуру почвы и др.

Говоря о повторяемости градаций видимости при дожде, следует прежде всего указать на то, что наибольшее ухудшение видимости наблюдается при мороси. По наблюдениям в Воейково, в 84% случаев значение метеорологической дальности видимости не превышает 6 км. Чаще всего во время мороси величина метеорологической дальности видимости составляет 2—3 км, что обусловлено не столько каплями осадков, сколько фоном тумана или дымки, при котором часто бывает морось.

Для установления эмпирических связей прозрачности с другими метеорологическими характеристиками, так же как и для тумана, целесообразно выбрать физическую величину — водность, имеющую тот же смысл, что и в тумане, а именно количество воды в единице объема пространства. Но в метеорологии не принято измерение водности, а осадки обычно измеряются и характеризуются суммами или интенсивностью. Сумма осадков на некоторый период времени — это толщина слоя выпавшей воды за этот промежуток времени. Интенсивность характеризует мгновенные значения и может выражаться толщиной слоя в миллиметрах за 1 минуту или за 1 час, причем это значение относится также к данному моменту. На метеостанциях регистрируются суммы осадков, а интенсивность может быть легко найдена по лентам плевниографа.

Поскольку интенсивность дождя представляет собой интегральную характеристику, которая может быть получена на материале сети ГМС, мы пользовались именно этой характеристикой, выражая ее в мм/час.

Интенсивность I монодисперсного дождя связана с его водностью q и скоростью падения капель v формулой

$$I = qv = \frac{4\pi}{3} r^3 \sigma n v \quad (I \text{ в г/см}^2 \text{ сек.}), \quad (28)$$

где σ — плотность воды, n — число капель в единице объема.

Естественный дождь всегда полидисперсный; для полидисперсного дождя вместо n вводится функция $n(r) = \frac{dn}{dr}$.

Выбор функции $n(r)$ может быть сделан на основе анализа экспериментальных кривых распределения.

Функция $n(r)$ была выбрана нами типа гамма-распределения с показателем степенного множителя, равным двум:

$$n(r) = \frac{dn}{dr} = Ar^2 e^{-br}.$$

О целесообразности использования гамма-распределений уже говорилось в связи с туманами. Данный вид гамма-распределения был выбран исходя из нашего экспериментального материала, показывающего наличие максимума на кривой распределения.

Для изучения микроструктуры дождя мы применяли метод улавливания дождевых капель в кюветы с маслом с последующим фотографированием. Эта методика является наиболее простой и надежной из существующих в настоящее время. Другие методы, такие, как метод фильтровальной бумаги [50], масс-спектрографа Боуэна и Дэвидсона [51], микрофонный метод Купера [53], методы улавливания капель в муку и на нейлоновые экраны, описанные Бленчардом [52], и др. или не позволяют измерять капли диаметром меньше 0,3 мм, или сложны.

Метод улавливания капель в масло позволяет изучать капли диаметром от 50 мк. Этот метод, использованный впервые Т. Ю. Адеркасом [54], был затем нами усовершенствован и применен как в Главной геофизической обсерватории, так и И. В. Литвиновым в Институте прикладной геофизики АН СССР.

Вначале нами в работе 1952 г. [44] была воспроизведена без изменений методика, описанная в [54], а именно осуществлялось фотографирование проб дождя фотоаппаратом «Фотокор» через микроскоп с 12-кратным увеличением. Пробы брались в кюветы с касторовым маслом, которые экспонировались на дожде короткое время (порядка 1 минуты), а затем помещались на столик микроскопа для фотографирования. Обработка материала показала сразу же, что при фотографировании через микроскоп в поле зрения оказывается всего несколько капель, особенно в случае наличия в дожде крупных капель. Поэтому даже большое количество снимков не дает в одной пробе числа капель, достаточного для получения статистических закономерностей.

Эти соображения заставили усовершенствовать методику [55, 56]. В новой установке применялось фотографирование взятых проб без увеличения. Пробы брались в кюветы с касторовым маслом диаметром 50 мм и глубиной 7 мм. Обработка осуществлялась при помощи спектропроектора ПС-18 с 20-кратным увеличением. При этой методике обеспечивается достаточное число капель на четырех фотоснимках — порядка 1—2 тысяч при времени взятия пробы под дождем около 1 минуты. Это позволило получить подробные кривые распределения, которые строились по интервалам значений радиуса капель $\Delta r = 0,025$ мм.

Из-за различия скоростей падения капель разного размера спектр капель, выпавших за заданное время на заданную площадь, который измеряется по описанной экспериментальной методике, отличается от спектра капель в пространстве. Очевидно, число капель на 1 см² площади n_1 связано с числом капель в 1 см³ воздуха n следующим соотношением:

$$n = \frac{n_1}{vSt},$$

где v — скорость падения капли, S — площадь, на которой отсчитано число капель, t — продолжительность взятия пробы.

Поскольку v , как уже указывалось, связано с радиусом капли формулой $v = 2 \cdot 10^3 \sqrt{r}$,

$$n = \frac{n_1}{2 \cdot 10^3 \sqrt{r} St}. \quad (29)$$

Из измеренных значений n_1 путем пересчета по этой формуле получались значения n .

Метод получения проб путем улавливания капель дождя в кюветы с маслом мог бы вызывать сомнения вследствие возможного расплющивания капли, испарения ее или разбрызгивания при ударе о масло. В Лаборатории атмосферной оптики ГГО было выполнено специальное лабораторное изучение каждого из указанных источников ошибок [71].

При постановке опыта по изучению разбрызгивания капель учитывалось, что, как следует из теоретических расчетов К. С. Шифрина, водяная капля радиусом 0,1 см приобретает постоянную скорость при падении в воздухе на расстоянии 2,74 м от начала падения, капля радиусом 0,2 см — на расстоянии 5,48 м. Для получения капель заданного размера они выдавливались из стеклянных капилляров. Эти капли сбрасывались с высоты 5,5 м в кювету со слоем касторового масла толщиной 7 мм. Эти опыты показали, что разбрызгивание капель при ударе о поверхность масла не происходит. Происходило лишь разбрызгивание при попадании капли на край кюветы.

Во втором лабораторном опыте исследовалась форма капли, упавшей в масло. При падении капли в касторовое масло она не целиком погружается в него, а часть ее остается на поверхности, не растекаясь по ней. Это хорошо видно при рассматривании капли в масле под микроскопом с 15-кратным увеличением. Чтобы проверить сферичность капли, диаметр капель, выдавленных из капилляров, определялся путем взвешивания на аналитических весах 20—30 капель одного размера. Затем под компараторным микроскопом измерялся диаметр тех же капель, упавших в масло.

Этот опыт показал, что в пределах ошибок измерения капли практически остаются сферическими, не расплющиваясь. Поскольку капля не полностью погружается в масло, с течением времени она испаряется. Это обстоятельство следует иметь в виду при применении данной методики. Были поставлены наблюдения за изменением размеров капель в масле с течением времени. Результаты последовательных измерений диаметров капель в течение 2—3-часового интервала показали, что в комнатных условиях ($t \approx 20^\circ$, $E \approx 50 \div 60\%$) в течение 5—10 минут размер капли практически остается постоянным.

Следовательно, время между взятием пробы и фотографированием не должно быть больше 10 минут; это условие легко выполнимо. Таким образом, проведенные опыты подтвердили надежность примененной методики. С целью уменьшения вероятности попадания капель на край кюветы были изготовлены металлические кюветы большого диаметра (около 200 мм) с узким краем, в дно которых вклеиваются четыре стеклянные кюветы. Вся кювета заполняется маслом так, чтобы им были покрыты края стеклянных кювет. После взятия пробы кювета помещается на специальной стойке с осветителем, на которой также смонтирован фотоаппарат «Фотокор». Конструкция стойки предусматривает поворот кюветы и фиксацию ее в четырех положениях для последовательного фотографирования, причем стеклянные кюветы, вклеенные в дно большой металлической кюветы, служат окнами.

По описанной методике проводилась работа в течение трех летних сезонов (1953, 1954 и 1955 гг.) в Воейково. В 1957 г. работа была

Таблица 11

Дата	Время, час. мин.	I мм/час	q г/м ³	α км ⁻¹	n м ⁻³	r мм наибольшее	Точки, указанные на графике (рис. 34)	
Войково								
1953 г.								
11 VI	8 03	0,8	0,06	0,20	840	0,8	1	
11 VI	11 06	1,0	0,06	0,20	500	1,0		
13 VI	12 21	1,3	0,09	0,36	2140	0,8		
26 VI	11 24	1,1	0,07	0,20	410	1,0		
27 VI	16 02	0,7	0,07	0,17	260	1,2		
2 VII	18 57	6,2	0,32	0,82	5110	1,5		
3 VII	12 40	2,0	0,10	0,24	710	1,4		
3 VII	15 16	3,0	0,09	0,26	450	1,3		
6 VII	22 07	1,1	0,07	0,25	1140	1,1		
11 VII	15 49	2,0	0,11	0,23	400	1,3		
16 VII	17 02	0,3	0,02	0,10	230	0,7		
16 VII	17 51	2,0	0,12	0,32	430	1,1		
17 VII	12 41	1,3	0,10	0,35	670	0,8		
21 VII	16 11	10,6	0,56	1,33	4590	1,4		
28 VII	9 56	2,9	0,12	0,29	340	1,2		
29 VII	16 21	10,9	0,58	1,25	5930	1,4		
30 VII	20 18	13,0	0,73	1,75	3740	1,4		
5 VIII	16 58	2,0	0,14	0,52	1120	0,9		
6 VIII	17 28	3,2	0,18	0,38	480	1,3		
8 VIII	10 13	4,9	0,39	1,03	2010	1,1		
1954 г.								
2 VIII	16 50	5,9	0,36	1,17	2510	0,9	4	
3 VIII	10 05	1,6	0,10	0,34	680	0,9		
5 VIII	22 20	4,8	0,25	0,63	620	1,3		
6 VIII	19 51	2,1	0,12	0,39	640	1,0		
10 VIII	10 22	2,8	0,16	0,48	510	1,0		
11 VIII	10 25	7,6	0,34	0,65	670	1,8		
11 VIII	16 35	34	1,38	2,44	3830	2,2		
14 VIII	14 27	21	0,97	1,94	1960	1,7		
1955 г.								
2 VII	16 00	4,7	0,26	0,69	530	1,2	7	
22 VII	16 37	3,3	0,22	0,84	1120	0,8		
24 VII	9 34	1,0	0,05	0,13	80	1,0		
24 VII	16 27	5,9	0,29	0,63	350	1,2		
24 VII	16 37	57	1,98	2,46	1190	3,2		
27 VII	12 40	1,1	0,07	0,23	270	0,9		
30 VII	17 43	3,7	0,20	0,58	870	1,5		
2 VIII	11 43	10,5	0,54	1,28	1160	1,5		
10 VIII	14 54	6,3	0,30	0,64	590	1,7		
10 VIII	15 58	38	1,79	3,38	2590	2,0		
13 VIII	13 03	8,2	0,35	0,80	690	1,7		
Чакви								
1957 г.								
22 V	15 55	7,8	0,36	0,77	1460	1,8		
26 V	12 50	44	1,74	3,34	19750	2,9		
27 V	8 55	2,6	0,17	0,57	620	0,9		
16 VI	6 40	1,6	0,09	0,25	830	1,0		
16 VI	6 53	8,6	0,44	1,27	5110	1,6		

Дата	Время, час. мин.	I мм/час	q г/м ³	α км ⁻¹	n м ⁻³	r мм наиб- большее	Точки, указанные на графике (рис. 34)
2 VII	11 51	0,9	0,05	1,12	240	1,1	6
4 VII	7 12	2,2	0,13	0,35	460	1,0	
28 IX	22 10	11,2	0,53	1,21	1880	1,8	
6 X	6 06	11,6	0,58	1,23	540	1,3	
6 X	6 23	26	1,16	1,99	610	1,7	
6 X	12 06	9,4	0,46	0,91	330	1,3	
6 X	13 40	3,2	0,21	0,76	890	0,9	
7 X	9 03	15,3	0,84	1,97	1270	1,4	
7 X	10 02	5,7	0,32	0,89	960	1,2	
7 X	11 06	1,5	0,10	0,38	810	1,3	
7 X	11 30	3,8	0,20	0,54	790	1,1	
10 X	7 05	4,1	0,21	0,50	280	1,2	
10 X	7 17	19	0,89	1,62	580	1,6	
10 X	8 00	13	0,63	1,23	460	1,6	

продолжена в районе субтропиков — на агрометстанции Чакви в районе Батуми. Работа в этом районе, известном обилием дождей, имела целью получение данных по дождям, характерным для субтропиков, которые могли отличаться от дождей Ленинградской области и по интенсивности и по микроструктуре. В результате мы располагаем материалом обработки 59 проб дождей (19 получены в Чакви, 40 — в Воейково).

Сразу же укажем, что никакие географические различия в микроструктуре не обнаруживаются. Что же касается интенсивности, то, не говоря о вероятности интенсивных ливней, можно сказать, что большая интенсивность дождя возможна и в условиях Ленинградской области.

Фактический материал по интегральным характеристикам дождя представлен в табл. 11. Здесь интенсивность дана в мм/час, водность — в г/м³, показатель ослабления — в км⁻¹, число капель — в м⁻³, наибольший радиус капель в пробе — в миллиметрах.

Рассмотрение всех кривых распределения капель по размерам показывает, что примененная методика позволяет измерять самые мелкие дождевые капли, радиусом от 25 мк, и наблюдать максимумы кривых распределения, как правило, около значений радиуса 100—200 мк. Этим определен выбор аналитического вида кривых распределения $n(r) =$

$= \frac{dn}{dr} = Ar^2 e^{-\beta r}$, имеющих максимум, хотя для описания ниспадающей ветки кривой распределения возможно использование экспоненты

$n(r) = \frac{dn}{dr} = Ae^{-\beta r}$, которая нами также рассмотрена для случая дождя в работе [57].

Поскольку наши исследования исходят из запросов практики, основным направлением в исследованиях прозрачности атмосферы при выпадении дождя явилось изучение связи прозрачности с интенсивностью дождя. Это было продиктовано такими задачами, как оценка метеорологической дальности видимости ночью по интенсивности явления, снижающего прозрачность, когда нет каких-либо других средств для измерения прозрачности. Так же как и при других атмосферно-оптических явлениях, ставится задача прогноза метеорологической дальности видимости в зоне дождя.

Во время наших работ в Воейково имелся постоянно действующий регистратор прозрачности М-37 и также осуществлялась во время

выпадения дождя запись плувиографом типа Гельмана, переконструированным для наших работ с целью повышения его чувствительности. Однако, чтобы исключить влияние ошибок обоих приборов и получить истинное значение коэффициента корреляции между показателем ослабления света в зоне дождя и его интенсивностью, мы рассчитывали обе эти величины из микроструктурных измерений.

Показатель ослабления, как и для тумана, вычисляется по формуле (1). Интенсивность дождя вычислялась из выражения

$$I = \frac{4\pi}{3} \sum_i r_i^3 n_i. \quad (30)$$

Используя (27) и (28), выражение (30) можно представить также в виде

$$I = \frac{4\pi}{3} \eta \sum_i r_i^{3,5} n_i. \quad (31)$$

Очевидно, как и для случая тумана, можно предполагать наличие прямой зависимости между интенсивностью и эффективным размером капель. Отсюда естественно искать корреляционную зависимость между $\lg \alpha$ и $\lg I$ в виде линейной функции. Действительно, между этими величинами имеет место линейная корреляционная зависимость, представленная на рис. 34 59 точками, соответствующими всем случаям наблюдений. Коэффициент корреляции между $\lg \alpha$ и $\lg I$ равен $0,95 \pm 0,01$, т. е. указывает на тесную корреляционную зависимость между прозрачностью и интенсивностью дождя.

Уравнение регрессии имеет вид

$$\alpha = 0,21 I^{0,74} \quad (\alpha \text{ в км}^{-1}, I \text{ в мм/час}). \quad (32)$$

Оно может быть записано в форме зависимости метеорологической дальности видимости от интенсивности дождя

$$S = 14 I^{-0,74} \quad (S \text{ в км}, I \text{ в мм/час}). \quad (33)$$

Границы 1 балла видимости показаны на графике прерывистыми прямыми, параллельными средней прямой. Как показывает график, разброс точек в 90% случаев находится в этих пределах, т. е. в пределах 1 балла дальности видимости при данной интенсивности дождя. Этот результат говорит о том, что не следует требовать и давать оценки S по данному I точнее, чем в баллах международной шкалы дальности видимости.

На рис. 34 вертикальными прямыми выделено семь точек, соответствующих интенсивности дождя около 3 мм/час. Эти случаи выделены, так как при этой интенсивности дождя удалось наблюдать наибольшие различия в показателе ослабления, а именно:

Номер точки на графике	1	2	3	4	5	6	7
Показатель ослабления α км ⁻¹	0,263	0,287	0,387	0,48	0,50	0,76	0,84

Ниже, при обсуждении обратной задачи теории рассеяния, мы рассмотрим различия в микроструктуре, объясняющие данное различие в прозрачности при одинаковой интенсивности дождя.

Установленную корреляционную зависимость между интенсивностью дождя и прозрачностью атмосферы в зоне выпадения дождя можно использовать на практике. Для этого приводится табл. 12, в которой ме-

теорологическая дальность видимости при дожде дается в сочетании с фоном атмосферной дымки, имеющей место во время выпадения дождя. Случаи, соответствующие выпадению интенсивного дождя при тумане, практически не наблюдаются и поэтому их нет в табл. 12.

Таблица 12

Интенсивность дождя, мм/час	Дальность видимости до дождя, баллы								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0,5—1	1	2	3	4	5	6	6	7	7
1—5	1	2	3	4	4—5	5	5—6	6	6
5—15	—	—	—	—	4	4—5	5	5	5
15—40	—	—	—	—	3	4	4	4	4

Приведенные результаты позволили уточнить действующие в системе Гидрометслужбы наставления. Так, они были использованы И. Н. Нечаевым при написании «Наставления гидрометстанциям и постам», вып. 3, ч. I.

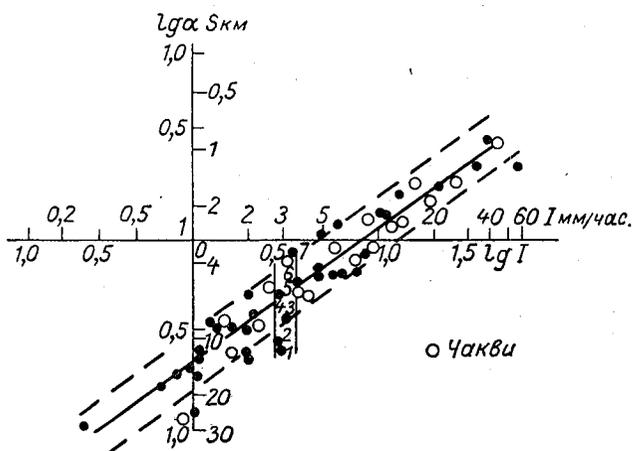


Рис. 34. Зависимость показателя ослабления от интенсивности дождя по данным микрофизических измерений.

Что касается второй практической задачи — прогнозирования, то, как видно из приведенных данных, необходимой предпосылкой для прогноза видимости при дожде является прогноз не только возможности выпадения дождя, но и его интенсивности по нескольким градациям, причем возможно лишь предсказание с точностью до 1 балла. Выражать ожидаемую дальность видимости в километрах не имеет смысла, поскольку определенному значению интенсивности осадков могут соответствовать различные значения дальности видимости в километрах в пределах 1 балла.

По статистическим данным, полученным из длительных регистраций прозрачности в Воейково, прозрачность дождя меньше, чем можно было бы рассчитать исходя только из интенсивности осадков без учета фона дымки. При малой интенсивности дождя, которая в условиях Ленинградской области бывает чаще всего, дождь часто сопровождается дымкой. Как видно из табл. 12, при слабых дождях дымка вносит основной

вклад в ослабление света в зоне выпадения дождя, и поэтому учет ее обязателен. Иногда дымка появляется во время дождя, тогда учесть ее трудно. Из статистических данных, полученных из обработки лент регистратора М-37, в отдельных случаях замечено, что перед дождем бывает улучшение видимости; во время слабого дождя развивается дымка и в целом снижение прозрачности получается большим, чем то, которое можно получить по интенсивности дождя. Эти соображения относятся к слабым дождям. При дождях интенсивностью более 5 мм/час, как следует из табл. 12, различия фона дымки от 6 до 9 баллов дальности видимости не оказывают влияния на дальность видимости в зоне дождя.

Сравним выведенную нами среднюю зависимость показателя ослабления света в дожде от его интенсивности с такой же зависимостью, полученной другими исследователями.

Основываясь на наблюдениях Обсерватории Маунт Вашингтон, Атлас [58] получил эту зависимость в виде $\alpha = 0,204 I^{0,68}$ (α в км⁻¹, I в мм/час).

В [58] далее приводится интересная сводка данных девяти американских авторов, каждый из которых дает зависимость между прозрачностью и интенсивностью дождя на основании своих наблюдений, причем наблюдения выполнялись в различных географических районах. Атлас обобщает эти работы и для неорографических дождей дает следующую среднюю зависимость:

$$\alpha = 0,25 I^{0,68} \text{ (в тех же единицах).}$$

Прямая, соответствующая американским данным, нанесенная на наш график, показывает, что данные этих исследователей близки к нашим. Это подтверждает наше мнение об одинаковых закономерностях изменения прозрачности во время дождя в различных географических условиях.

Наш вывод об отсутствии особенностей дождей района субтропиков основывается не только на 19 случаях наших наблюдений, но и на значительном материале непосредственных визуальных наблюдений. Эти наблюдения были организованы нами в 1956 г. и выполнены совместно с И. Т. Бартишвили (ЗакНИГМИ).

Работа эта заключалась в систематических наблюдениях в течение двух сезонов (1956, 1957 гг.) за метеорологической дальностью видимости, выполненных на двух метеостанциях (Чакви и Махинджаури) во время выпадения дождя. Наблюдения производились персоналом этих метеостанций по визуальной методике ГГО. Полученные данные сопоставлены с интенсивностью дождей, определенной путем обработки лент плювиографа. На рис. 35 приведен график, построенный по данным, любезно предоставленным Бартишвили.

При рассмотрении результатов визуальных наблюдений надо иметь в виду особенности этих наблюдений. Прежде всего при визуальных наблюдениях фон атмосферной дымки является неотделимым, поэтому при очень слабых дождях (практически при интенсивности меньше 1 мм/час) дальность видимости удаленных объектов в основном определяется не дождем, а фоном атмосферной дымки. При интенсивных дождях и небольшой атмосферной дымке прозрачность определяется главным образом дождем, поэтому сравнение результатов визуальных наблюдений с результатами, представленными на рис. 34, возможно.

Вторым существенным обстоятельством является то, что в момент выпадения дождя над местом наблюдения видимость, определенная по удаленным объектам, расположенным в различных азимутах, может быть существенно различной. Это объясняется тем, что дождь выпадает

в некоторой полосе и, например, при наблюдении поперек полосы линия визирования лишь частично проходит внутри полосы дождя, а дальше идет вне дождя; при этом дальность видимости, определенная в указанном направлении, не будет соответствовать прозрачности дождя, а покажет завышенную прозрачность.

В этом примере дальность видимости будет соответствовать прозрачности лишь при определении по объекту, расположенному в направлении полосы дождя. Поскольку визуальная методика ГГО требовала наблюдений по ориентирам видимости, расположенным в различных направлениях, анализ этого материала показал, что, по-видимому, в результате географической особенности места наблюдения здесь часто дожди выпадают в сравнительно узкой полосе вдоль берега моря.

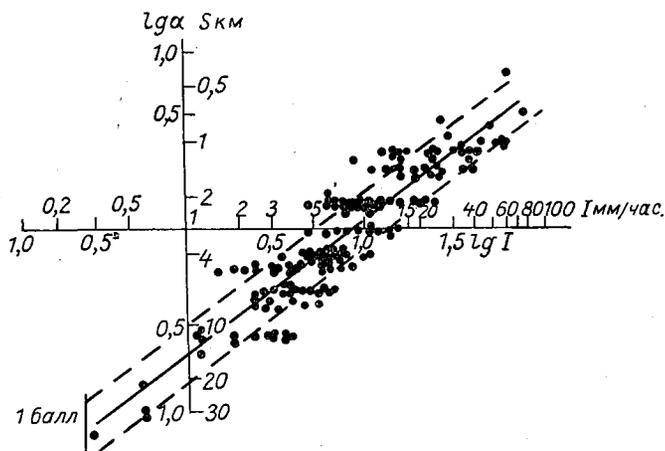


Рис. 35. Зависимость показателя ослабления от интенсивности дождя по данным визуальных наблюдений.

Завышенное значение дальности видимости может быть также отмечено при наблюдении в том направлении, в котором дождь распространяется, но еще не охватил расстояние до объекта наблюдения.

На основании этих соображений были взяты наименьшие значения метеорологической дальности видимости из наблюдений по всем объектам, вычислены коэффициенты ослабления (по формуле $\alpha = \frac{3}{S}$) и нанесены на график (рис. 35).

Чтобы облегчить сравнение с рис. 34, сплошная линия, представляющая корреляционную зависимость между $\lg \alpha$ и $\lg I$, перенесена с этого графика на рис. 35 вместе с параллельными ей прямыми, ограничивающими пределы 1 балла. Как показывает рис. 35, 75% точек из 185 случаев наблюдений располагаются между этими границами. Полученный разброс точек нельзя считать большим, поскольку он определяется не только естественным разбросом, вызванным различиями в микроструктуре дождей, но и разбросом, связанным с возможными случайными ошибками визуальных определений дальности видимости, с одной стороны, и обработки плювиограмм — с другой.

Таким образом, мы вправе считать, что визуальные наблюдения достаточно хорошо подтверждают зависимость, полученную из микрофизических данных.

Поскольку на сети ГМС основной характеристикой осадков является количество выпадающих осадков, в первую очередь мы рассмотрели

связь прозрачности с интенсивностью осадков. Однако, например, в радиометеорологических исследованиях используется водность осадков q , имеющая тот же физический смысл, что и водность туманов, т. е. количество воды в единице объема пространства при выпадении дождя.

Пользуясь тем же материалом микроструктурных проб, мы получили, кроме уже указанной связи между α и I , связь между α и q . Очевидно, что эта связь должна быть более тесной, чем между α и I , поскольку интенсивность пропорциональна $r^{3,5}$, а водность — r^3 .

Действительно, коэффициент корреляции между $\lg \alpha$ и $\lg q$ найден равным $0,97 \pm 0,01$. График (рис. 36), построенный аналогично рис. 34,

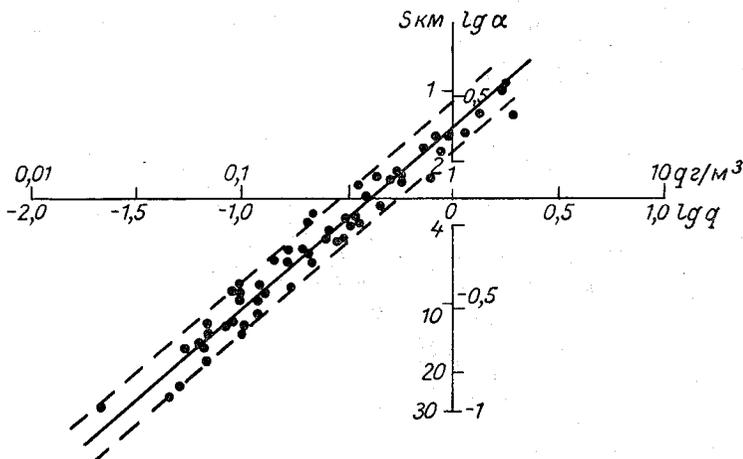


Рис. 36. Зависимость показателя ослабления от водности дождя по данным микрофизических измерений.

иллюстрирует более тесную связь, существующую между прозрачностью и водностью, чем между прозрачностью и интенсивностью. Зависимость между α и q была определена в виде уравнения регрессии

$$\alpha = 2,1q^{0,85} \quad (\alpha \text{ в км}^{-1}, q \text{ в г/м}^3). \quad (34)$$

Из формул (32) и (34) можно найти также связь между q и I , которая может оказаться полезной для некоторых расчетов. Для контроля эта зависимость была также определена нами и непосредственно в виде

$$q = 0,065 I^{0,88}. \quad (35)$$

Коэффициент корреляции между $\lg q$ и $\lg I$, как и следовало ожидать, весьма высок — $0,99 \pm 0,003$.

Отметим, что И. В. Литвинов [59] дает на основании проведенных им экспериментальных исследований на различных высотах над уровнем моря эту зависимость в виде $q = 0,054 I^{0,88}$ (q в г/м³, I в мм/час).

Имеющийся у нас экспериментальный материал позволяет проверить некоторые положения теории рассеяния. Дождевые капли, как самые крупные водные частицы в атмосфере, имеющие сферическую форму, являются наиболее подходящим объектом исследования для проверки теории рассеяния крупными частицами в природных условиях.

При падении параллельного пучка света на крупную сферическую каплю (радиусом r) количество рассеянного света в результате отражения и преломления по законам геометрической оптики пропорционально площади поперечного сечения капли πr^2 . Однако полное количество рассеянного такой частицей света пропорционально удвоенному попереч-

ному сечению ($2\pi r^2$). Это объясняется тем, что свет, проходящий вне контура частицы, также испытывает возмущение; происходит дифракция света, причем энергия света, рассеянного в результате дифракции, пропорциональна πr^2 .

Таким образом, значение показателя ослабления от одной капли равно $2\pi r^2$. Это значение является асимптотическим при $\rho = \frac{2\pi r}{\lambda} \rightarrow \infty$. Данное асимптотическое значение было получено Страттоном и Хоутоном для взвешенных в воздухе капель воды.

Вопрос об асимптотическом значении показателя ослабления для больших частиц подробно рассмотрен в работах К. С. Шифрина [60, 61]. Он указывает, что наряду с правильным значением показателя ослабления для предельно крупной частицы некоторые авторы (Йобст, Риди и др.) дают неправильное значение πr^2 , вытекающее из законов геометрической оптики. Правильное значение показателя ослабления, равное

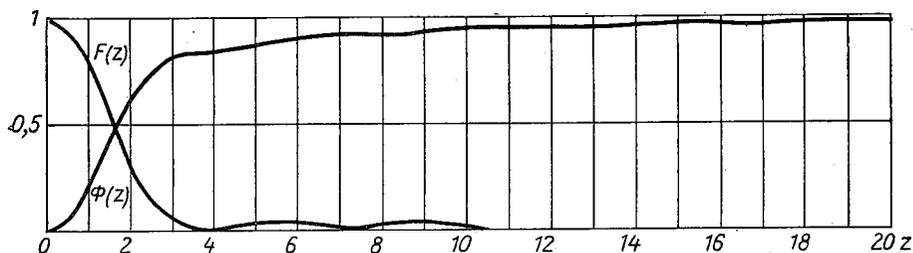


Рис. 37. График функций $F(z)$ и $\Phi(z)$.

$2\pi r^2$, как следствие дифракционной природы явления отличается от значения πr^2 в силу того, что энергия, рассеянная в передней, сильно вытянутой части индикатрисы рассеяния на крупной капле, пропорциональна также πr^2 . Полный показатель ослабления равен $2\pi r^2$ в том случае, если энергия передней части индикатрисы не попадает в приемник радиации, т. е. при бесконечно малом входном отверстии приемника.

Это условие практически сводится к требованию очень малого входного зрачка приемного устройства. Следовательно, значение показателя ослабления зависит не только от параметра $\rho = \frac{2\pi r}{\lambda}$, но и от диаметра входного отверстия приемника d и от расстояния l , на котором находится рассеивающая частица. Для заданных параметров d и l можно рассчитать значение показателя ослабления исходя из углового распределения энергии в передней части индикатрисы. Это распределение дает дифракционные кольца, которые представляют собой явление венцов.

Такой расчет был нами выполнен для дождя [70] и результаты сравнены с экспериментальными данными. Экспериментальным материалом послужили непосредственные измерения прозрачности регистратором М-37 и данные микроструктурных проб.

По ординате на ленте регистратора прозрачности, отсчитанной в момент взятия пробы, и начальной ординате, отсчитанной до и после выпадения дождя, вычислялся показатель ослабления света, обусловленный рассеянием света каплями дождя.

Угловое распределение интенсивности рассеянного света в области малых углов рассеяния дается Шифриным [61] функцией $F(z)$, в которой за независимую переменную принято $z = \rho\beta$, где β — угол рассеяния. Эта функция, представленная графически на рис. 37, показывает распределение света с дифракционными максимумами и минимумами,

дающими явление, называемое венцами. Энергия в углах рассеяния β от 0 до $\frac{d}{2l}$, выражаемая интегралом от функции $F(z)$ в пределах этих

углов рассеяния $\Phi(z) = \int_0^{\frac{d}{2l}} F(z) dz$, попадает внутрь приемника. Следова-

тельно, для одной капли рассеянная энергия складывается из энергии, рассеянной в результате отражения и преломления, и энергии, рассеянной за счет дифракции, за вычетом рассеянного света, попадающего в приемник. Соответственно показатель ослабления состоит из двух сла-

$$\alpha = \pi r^2 + \pi r^2 (1 - \Phi(z)) = 2\pi r^2 \left[1 - \frac{\Phi(z)}{2} \right]. \quad (36)$$

Величину, стоящую в квадратных скобках, можно рассматривать как поправочный множитель к значению $2\pi r^2$. Чтобы произвести вычисления, необходимо вычислить предварительно функцию $\Phi(z)$. В табл. 13 приводим значения функции $\Phi(z)$ более полно, чем они даны в [61].

Таблица 13

z	$\Phi(z)$	z	$\Phi(z)$	z	$\Phi(z)$	z	$\Phi(z)$
0,0	0,0000	2,0	0,6163	7,0	0,9099	15	0,9577
0,2	0,0100	3,0	0,8174	8,0	0,9155	20	0,9677
0,5	0,0605	4,0	0,8380	9,0	0,9316		
0,7	0,1153	5,0	0,8612	10,0	0,9376		
1,0	0,2208	6,0	0,9007	12,0	0,9476		

Функция $\Phi(z)$, так же как и функция $F(z)$, представлена графически на рис. 37.

Чтобы вычислить поправочный множитель, соответствующий каплям радиусом r , находящимся на всех расстояниях между приемником и прожектором регистратора, надо проинтегрировать величину $\left[1 - \frac{\Phi(z)}{2} \right]$ по значениям этого расстояния.

В соответствии с параметрами установок регистраторов прозрачности, работавших в 1953 и 1954 гг., были произведены расчеты для следующих параметров:

Номер кривой на графике (рис. 38)	Регистратор М-37	Расстояние от прожектора до приемника, м	Диаметр входного отверстия, мм
1	1953 г.	1250	65
2	1954 г.	800	24

Для осуществления интегрирования функцию $\Phi(z)$ заменим двумя прямыми: одной в интервале z от 0 до 3, другой в интервале z от 3 до максимального значения z при данном r . Интегрирование надо осуществ-

влять от минимального значения z , которое соответствует максимальному l , т. е. всей величине базы (в наших случаях 1250 или 800 м).

Максимальное значение z соответствует минимальному расстоянию l , за которое принято 50 м. Это значение для самых крупных капель ($r=2,5$ мм) при входных отверстиях регистраторов 65 и 24 мм, найденное из выражения $z = \frac{2\pi r}{\lambda} \frac{d}{2l}$, равно соответственно 20 и 7,5 (при $\lambda=0,5$ мк).

Принятое приближенное представление функции $\Phi(z)$ позволило легко осуществить интегрирование, и были получены поправочные множители K_i к величине $2\pi r_i^2$ для каждого радиуса капель r_i , а затем найден показатель ослабления по формуле

$$\alpha = 2\pi \sum_i r_i^2 n_i K_i. \quad (37)$$

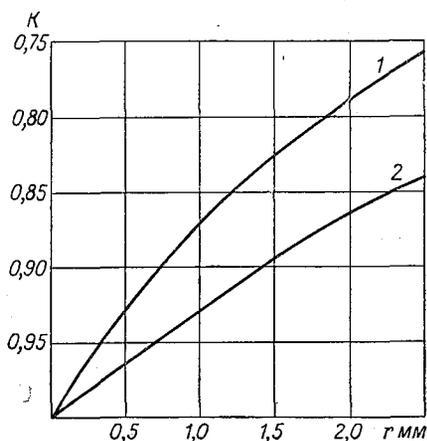


Рис. 38. Поправочный множитель к показателю ослабления, сосчитанному по формуле $\alpha = 2\pi \sum_i r_i^2 n_i$,

в зависимости от r для различных параметров регистратора прозрачности М-37.

1 — М-37 в 1953 г., 2 — М-37 в 1954 г.

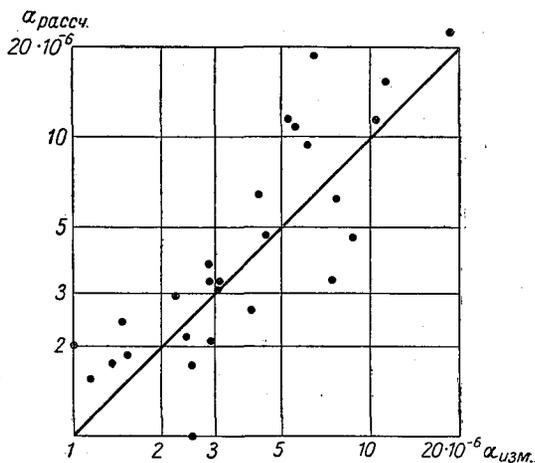


Рис. 39. Связь измеренного оптически показателя ослабления с рассчитанным по формуле

$$\alpha = 2\pi \sum_i r_i^2 n_i K_i.$$

Значения K в зависимости от величины r представлены на графике (рис. 38), причем кривая 1 относится к установке 1953 г., а кривая 2 — к установке 1954 г. Этот график показывает, что для капель диаметром меньше 1 мм ($r=0,5$ мм) поправочный множитель близок к единице (более 0,95), т. е. он должен быть принят во внимание лишь для дождевых капель диаметром больше 1 мм. Отсюда видно, что в случае капель тумана или облачных частиц можно пользоваться формулой для показателя ослабления без данной поправки. График показывает также зависимость поправочного множителя от параметров установки.

Можно показать, что если входным отверстием является зрачок глаза наблюдателя, имеющий диаметр, примерно в 10 раз меньший, чем входное отверстие регистратора, для которого рассчитана кривая 2, то поправочный множитель в этом случае вводить нет необходимости. Таким образом, при визуальном наблюдении за изменением прозрачности

в результате выпадения дождя эту величину можно сопоставлять с вычисленной величиной, в которой учтен коэффициент ослабления, найденный по формуле (1).

С помощью значений K_i были произведены расчеты по формуле (37) для 27 случаев наблюдений в различные дни летних сезонов 1953 и 1954 гг.

Величины показателей ослабления, вычисленные таким образом, сравниваются с измеренными при помощи регистратора прозрачности значениями показателя ослабления на графике (рис. 39). На этом графике по горизонтали в логарифмическом масштабе отложены оптически измеренные значения α , а по вертикали в том же масштабе — значения α , рассчитанные из микроструктурных измерений по формуле (37). Как видно из графика (рис. 39), точки располагаются по обе стороны от прямой, проведенной под углом 45° . Это указывает на отсутствие систематических расхождений между сравниваемыми величинами, т. е. на согласие между ними в пределах точности измерений. Таким образом, подтверждается справедливость формулы (37) для расчета показателя ослабления видимой радиации в зоне выпадения дождя. Значительный разброс точек на графике, по-видимому, в основном связан с тем, что пробы дождя брались всего в одной точке длинной базы (1250 и 800 м), на которой осуществляется измерение прозрачности регистратором прозрачности, и вдоль нее микроструктура дождя могла значительно меняться.

Переходим к рассмотрению обратной задачи теории рассеяния, т. е. к обсуждению возможностей расчета микроструктуры дождя по нескольким измеренным интегральным характеристикам. Именно эта задача была сформулирована в [38], и ей посвящена работа [57].

Наиболее удобными в практическом отношении интегральными характеристиками являются интенсивность и показатель ослабления, поскольку эти величины могут быть получены из инструментальных наблюдений, хотя возможны и другие интегральные величины. Так, в [44] показана принципиальная возможность применения в качестве интегральной характеристики числа капель, падающих за единицу времени на единицу площади.

При рассмотрении вопроса об обратной задаче теории рассеяния для тумана уже указывалось, что метод обратной задачи требует предварительного выбора какого-либо n -параметрического семейства, содержащего всевозможные типы кривых распределения. Неизвестные n параметров, определяющие конкретную кривую распределения из всего распределения, вычисляются по измеренным n интегральным характеристикам. Практически наиболее целесообразным является наименьшее число n , равное двум. Поэтому мы выбрали двухпараметрическое представление и две интегральные характеристики — показатель ослабления и интенсивность [57].

Имея в виду математические преимущества использования гамма-распределения и приведенный выше анализ экспериментального материала, мы выбрали функцию распределения

$$n(r) = \frac{dn}{dr} = Ar^2 e^{-\beta r}.$$

Дифференциальное значение показателя ослабления напишется в виде

$$d\alpha = 2\pi Ar^4 e^{-\beta r} dr,$$

и после интегрирования по всем значениям r

$$\alpha = 2\pi A \int_0^{\infty} r^4 e^{-\beta r} dr = \frac{48\pi A}{\beta^5}. \quad (38)$$

Доля интенсивности дождя, обусловленная каплями радиусом от r до $r+dr$, с учетом (27) равна

$$dI = \frac{4\pi}{3} r^3 \eta \sqrt{r} n(r) dr = \frac{4\pi}{3} \eta A r^{5,5} e^{-\beta r} dr.$$

Интегрируя по всем размерам, получим

$$I = \frac{4}{3} \pi \eta A \int_0^{\infty} r^{5,5} e^{-\beta r} dr = \frac{4}{3} \pi \eta A \frac{288}{\beta^{6,5}}. \quad (39)$$

Из (38) и (39) находим следующие формулы для вычисления параметров A и β :

$$\beta = 635 \left(\frac{\alpha}{I} \right)^{2/3}, \quad (40)$$

$$A = \frac{1}{48\pi} \alpha \beta^5.$$

В целях улучшения сходимости теоретически рассчитанных и экспериментальных кривых была сделана попытка использовать четырехпараметрическое выражение для семейства кривых распределения $\frac{dn}{dr} = Ar^{\mu} e^{-\beta r^{\nu}}$, для чего по экспериментальным кривым распределения находились три интегральные характеристики — интенсивность, показатель ослабления и число капель, упавших на единицу площади в единицу времени. Решение этой гораздо более сложной в математическом отношении задачи было доведено до конца, но не дало заметного улучшения сходимости с эмпирическими кривыми по сравнению с расчетом при использовании двухпараметрического представления кривой распределения; результаты этих расчетов поэтому не были опубликованы.

Расхождения между вычисленными и измеренными величинами связаны с погрешностью определения параметров распределения. Поэтому вопрос о погрешностях был подробно рассмотрен в [57].

При двухпараметрическом семействе $n(r) = \frac{dn}{dr} = Ar^{\mu} e^{-\beta r}$, где μ — целое положительное число. Зависимость относительных погрешностей параметров β и A от относительных погрешностей исходных интегральных характеристик дается выражениями

$$\frac{d\beta}{\beta} = \frac{2}{3} \left(\frac{d\alpha}{\alpha} + \frac{dI}{I} \right)$$

и

$$\frac{dA}{A} = \left(3 + \frac{2}{3} \mu \right) \frac{d\alpha}{\alpha} + \left(2 + \frac{2}{3} \mu \right) \frac{dI}{I}. \quad (41)$$

Эти выражения показывают, что погрешность $\frac{dA}{A}$ тем больше, чем больше μ . Следовательно, выгоднее всего брать μ наименьшее. При $\mu=0$ получается экспоненциальное распределение, применявшееся для дождей Маршалом—Пальмером [62]. Мы в основном пользовались распределением с $\mu=2$, описывающим распределение с максимумом.

Приводим формулы для расчета при двух видах функции распределения:

Вид функции распределения $n(r)$	Формулы для расчета	
	параметра β	параметра A
$\frac{dn}{dr} = Ae^{-\beta r}$	$\beta = 391 \left(\frac{\alpha}{I}\right)^{2/3}$	$A = 0,080 \alpha \beta^3$
$\frac{dn}{dr} = Ar^2 e^{-\beta r}$	$\beta = 635 \left(\frac{\alpha}{I}\right)^{2/3}$	$A = 0,0066 \alpha \beta^5$

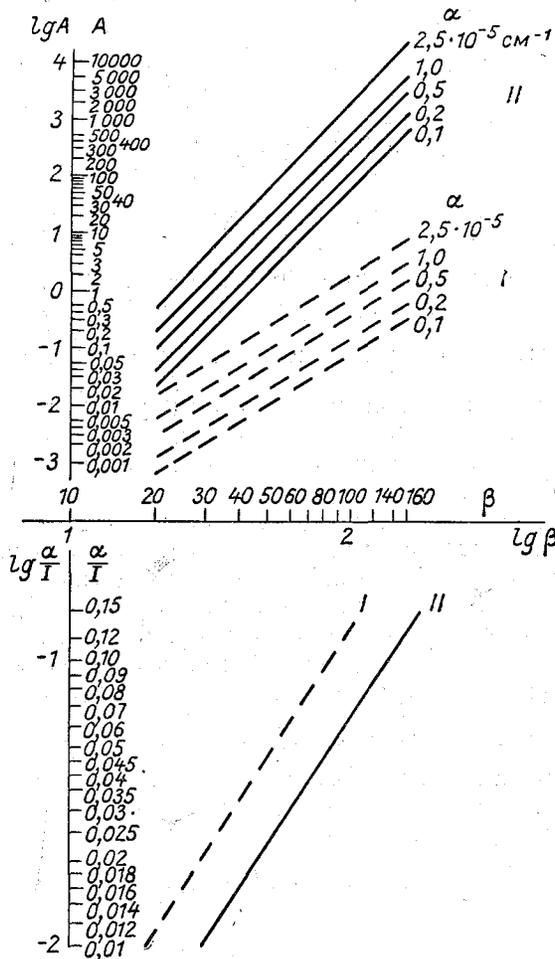


Рис. 40. Номограмма для определения параметров распределения капель дождя по размерам, выраженного в форме $\frac{dn}{dr} = A l^{-\beta r}$ и $\frac{dn}{dr} = Ar^2 e^{-\beta r}$.

Быстрое нахождение параметров β и A по измеренным α и I может быть осуществлено при помощи номограммы, представленной на рис. 40. Номограмма построена для нахождения параметров β и A при задании

кривых распределения в виде $Ae^{-\beta r}$ и в виде $Ar^2e^{-\beta r}$. Прямые, соответствующие этим двум видам функции распределения, обозначены цифрами *I* и *II*.

Номограммой следует пользоваться так. По значению отношения $\frac{\alpha}{I}$ (α в см⁻¹, *I* в см/сек.), взятому на оси ординат нижней части графика, проводят горизонтальную прямую до пересечения с прямой *I* (если задается распределением вида $Ae^{-\beta r}$). Из полученной точки пересечения проводят прямую вертикально вверх до пересечения с осью абсцисс, на которой отсчитывают β . Затем продолжают ту же вертикальную линию до пересечения с одной из прямых семейства, отмеченного цифрой *I*, которая соответствует измеренному значению α (в см⁻¹), и из полученной таким образом точки пересечения проводят горизонтальную прямую до пересечения с осью ординат в верхней части графика, где отсчитывают значение параметра *A*.

Аналогично поступают в случае задания кривой распределения в форме $Ar^2e^{-\beta r}$. При пользовании этой номограммой входят со значениями α и *I*, измеренными в единицах CGS; соответственно полученные численные значения β и *A* относятся к этим единицам. После того как по данным α и *I* определены параметры распределения β и *A*, могут быть найдены любые характеристики, относящиеся к данному распределению. Таковы, например, положение максимума распределения r_m , значение функции распределения в максимуме $n(r_m)$, полное число частиц *N* и др.

Положение максимума r_m определяется как корень уравнения

$$\frac{dn(r)}{dr} = 0, \text{ а именно } r_m = \frac{2}{\beta}.$$

Значение функции распределения в максимуме получится

$$n(r_m) = \frac{4A}{e^{2\beta^2}} = 0,541 \frac{A}{\beta^2}.$$

Общее число капель всех размеров получим в результате интегрирования

$$N = A \int_0^{\infty} r^2 e^{-\beta r} dr = \frac{2A}{\beta^3}. \quad (42)$$

Можно характеризовать распределение полушириной Δr , являющейся расстоянием между значениями r (r_1 и r_2), в которых функция распределения имеет величину, равную половине максимальной. Это приводит к следующему уравнению для r_1 и r_2 :

$$\beta^2 r^2 e^{-\beta r} = \frac{2}{e^2}.$$

Для решения уравнения удобно ввести переменную $\tau = \beta r$ и функцию $\varphi(\tau) = \tau^2 e^{-\tau}$, после чего уравнение запишется в виде

$$\varphi(\tau) = \tau^2 e^{-\tau} = \frac{2}{e^2}.$$

Определенные графически, корни уравнения $\tau_1 = 0,76$, $\tau_2 = 4,15$, откуда $\Delta\tau = \tau_2 - \tau_1 = 3,4$ и $\Delta r = \frac{\Delta\tau}{\beta} = \frac{3,4}{\beta} = 1,7r_m$.

Для быстрого расчета ординат кривых распределения приводим таблицу функции $\varphi(\tau)$ (табл. 14). По приведенным здесь значениям τ и $\varphi(\tau)$ вычисляются ординаты, имея в виду, что $r = \frac{\tau}{\beta}$ и $\frac{dn}{dr} = \frac{A}{\beta^2} \varphi(\tau)$.

Таблица 14

τ	$\varphi(\tau)$										
0,0	0	0,5	0,1516	1,0	0,3679	2,0	0,5414	3,0	0,4479	6,0	0,0892
0,1	0,0090	0,6	0,1976	1,2	0,4338	2,2	0,5368	4,0	0,2932	7,0	0,0447
0,2	0,0327	0,7	0,2433	1,4	0,4834	2,4	0,5229	4,5	0,2250	8,0	0,0215
0,3	0,0667	0,8	0,2876	1,6	0,5168	2,6	0,5022	5,0	0,1682	9,0	0,0100
0,4	0,1063	0,9	0,3293	1,8	0,5356	2,8	0,4767	5,5	0,1236	10,0	0,0045

Были рассчитаны параметры β и A и по ним построены теоретические кривые для всех 59 случаев дождей для двух видов функций распределения — $n(r) = \frac{dn}{dr} = Ae^{-\beta r}$ и $n(r) = \frac{dn}{dr} = Ar^2e^{-\beta r}$ — и сравнены с экспериментальными кривыми распределения.

Результат представлен графиками, из которых можно сделать следующие выводы. Обе теоретические кривые пересекаются вблизи (несколько правее) максимума кривой, имеющей максимум. Далее обе кривые практически совпадают (экспонента идет несколько ниже), а затем при крупных каплях обе кривые сливаются. Из 59 случаев фактическое распределение в 27 случаях ближе к экспоненте, в 27 случаях ближе к кривой с максимумом и в пяти случаях нельзя указать, какая из теоретических кривых лучше соответствует фактическому распределению.

Этот вывод изменится, если кривую распределения разбить на два участка: $r > r_1$ и $r < r_1$, где r_1 — значение радиуса, несколько меньшее, чем радиус, соответствующий точке пересечения теоретических кривых.

Для этих участков можно сформулировать следующие выводы:

1) для $r > r_1$ фактическое распределение приближенно соответствует обоим теоретическим кривым;

2) для $r < r_1$ примерно в половине случаев лучше подходит экспонента и в половине случаев — кривая с максимумом; следовательно, нельзя теоретически рассчитать кривую распределения в этом интервале, зная те интегральные характеристики, которыми мы пользовались.

Значение r_1 зависит от интенсивности дождя. Таблица 15 представляет собой приближенную табличку значений r_1 при разных I .

Таблица 15

I мм/час	0,3—3	3—5	5—10	10—15	15—25	25—40	40—60
r_1 см	0,020	0,025	0,030	0,035	0,040	0,045	0,055

Причина того, что мы не можем теоретически рассчитать мелкокапельную часть кривых распределения, заключается в том, что в использованных интегральных характеристиках крупные капли принимают участие с большими весами, а именно пропорционально r^2 в показателе ослабления и пропорционально $r^{3,5}$ в интенсивности. Если использовать в качестве интегральной характеристики радиолокационную отражаемость, то в ней вес числа капель разных размеров пропорционален r^6 .

Мы не можем рассчитать мелкокапельную область кривых распределения именно вследствие того, что для задач оптики дождя в види-

мой области, а также для задач, связанных с интенсивностью, водностью и отражаемостью радиоволн от осадков, эта часть кривой несущественна.

Что касается области средних и крупных капель, $r > r_1$, то, используя данные интегральные характеристики, можно рассчитать теоретически кривую распределения в этой области капель, которая приближенно соответствует фактическим кривым распределения. При этом надо, однако, иметь в виду, что никакая теоретическая формула не сможет описать детали всех индивидуальных кривых распределения путем изменения численных значений нескольких параметров.

При выборе аналитического вида функции распределения экспоненциальная функция имеет преимущества, поскольку при заданных погрешностях интегральных характеристик α и I погрешность параметра A и ординат вычисленной кривой распределения при $\mu = 0$ существенно меньше, чем при любых положительных значениях μ .

На примере семи проб дождей при $I = 3$ мм/час покажем, в какой мере могут быть теоретически рассчитаны микроструктурные различия индивидуальных дождей, характеризующихся повышенной, пониженной и средней («нормальной») прозрачностью при данной интенсивности.

Именно этим пробам соответствуют точки, выделенные вертикальными прямыми на рис. 34. Эти случаи в порядке возрастания величины α представлены в табл. 16. Значения β и A в табл. 16 рассчитаны исходя из значений α в см^{-1} и I в $\text{см}/\text{сек}$.

Таблица 16

Дата	I мм/час	α км ⁻¹	$Ar^2 e^{-\beta r}$		$Ae^{-\beta r}$	
			β	A	β	A
3 VII 1953	3,0	0,26	64	19	40	$1,3 \cdot 10^{-2}$
28 VII	2,9	0,29	67	26	42	$1,7 \cdot 10^{-2}$
6 VIII	3,2	0,39	77	66	47	$3,1 \cdot 10^{-2}$
10 VIII 1954	2,8	0,48	98	283	62	$9,1 \cdot 10^{-2}$
2 VIII 1956	2,8	0,50	102	358	63	$9,9 \cdot 10^{-2}$
6 X 1957	3,2	0,76	123	1417	76	$26 \cdot 10^{-2}$
22 VII 1956	3,3	0,84	130	2030	80	$34 \cdot 10^{-2}$

В последних четырех графах даны параметры теоретических кривых, рассчитанные исходя из указанных значений интегральных характеристик, для двух видов функции распределения. Экспериментальные кривые и кривые, рассчитанные по этим двум формулам для рассматриваемого примера, представлены графически (рис. 41).

Рассмотрение графиков указывает на то, что возрастание α при данной интенсивности обусловлено увеличением числа капель в интервале радиусов 0,020—0,050 см и внутри этих пределов, особенно в интервале 0,030—0,040 см.

При интенсивности дождя 3 мм/час $r_1 \approx 0,020$ см; поэтому при $r > 0,020$ см могут быть использованы оба теоретических вида функции распределения, причем различия в микроструктуре могут быть описаны теоретическим путем посредством приведенных в табл. 16 значений параметров A и β .

На основании соображений, высказанных выше, при выборе теоретической функции распределения следует предпочесть функцию $\frac{dn}{dr} = Ae^{-\beta r}$.

Теоретический расчет кривых распределения интенсивности, водности, показателя ослабления, показывающих вклад капель различного размера в данную интегральную величину, более простой, чем расчет распределения числа капель по размерам.

В разобранном примере в двух случаях — $\alpha = 0,48 \text{ км}^{-1}$ и $\alpha = 0,50 \text{ км}^{-1}$ (10/VIII 1954 г. и 2/VIII 1956 г.) — точки падают вблизи прямой, пред-

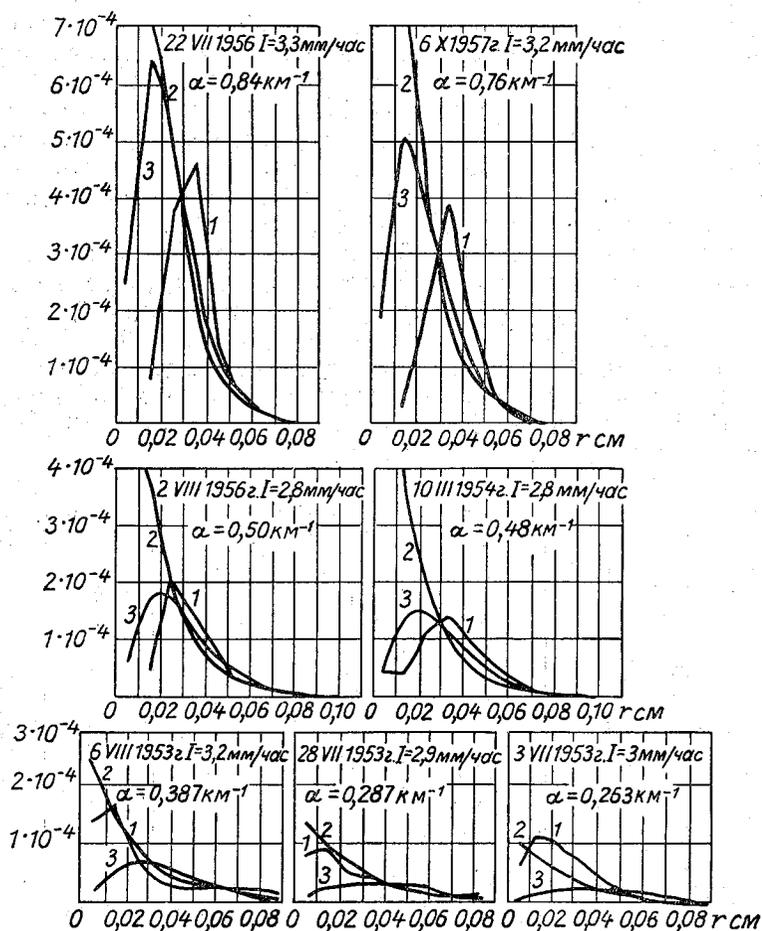


Рис. 41. Микроструктура дождей при $I=3 \text{ мм/час}$.

1 — экспериментальные кривые, 2 — кривые, рассчитанные по формуле $\frac{dn}{dr} = Ae^{-\beta r}$, 3 — кривые, рассчитанные по формуле $\frac{dn}{dr} = Ar^2e^{-\beta r}$.

ставляющей собой среднюю зависимость между $\lg \alpha$ и $\lg I$. Кривые распределения для этих дней представляют среднюю («нормальную») микроструктуру дождя интенсивностью 3 мм/час.

Данный метод расчета микроструктуры позволяет сделать обобщение всего имеющегося экспериментального материала по микроструктуре дождей. Как на рассмотренном примере, так и для дождей интенсивностью от 0,5 до 40 мм/час была показана возможность удовлетворительного описания экспериментальных кривых путем предложенного здесь теоретического расчета исходя из известных значений α и I . Поэтому можно представить весь экспериментальный материал в виде па-

раметров распределения β и A , соответствующих средней («нормальной») микроструктуре и микроструктуре, соответствующей экстремальным случаям α при данной интенсивности. Результаты такого обобщения даны в табл. 17.

Чтобы построить эту таблицу, мы определили по графику, представленному на рис. 34, границы разброса точек. Эти границы, как уже указывалось, примерно соответствуют 1 баллу международной шкалы. Хотя график на рис. 34 содержит всего 59 точек, мы считаем приведенные границы разброса реальными, потому что они подтверждены совокупностью точек, представляющих результаты визуальных наблюдений (см. рис. 35).

В представленной таблице для выбранных значений интенсивности и соответствующих им трех значений (среднего и двух экстремальных) показателя ослабления даются параметры микроструктуры. При этом надо иметь в виду, что учитывается лишь то ослабление света, которое вызвано рассеянием света на каплях дождя, т. е. без учета фона дымки. Даны параметры распределения β и A (в единицах CGS) для двух видов функции распределения — $\frac{dn}{dr} = Ae^{-\beta r}$ и $\frac{dn}{dr} = Ar^2e^{-\beta r}$.

Схема расположения значений в каждой клетке таблицы показана справа. В клетках табл. 17 даны также значения радиуса капель, при которых кривая распределения типа $Ar^2e^{-\beta r}$ имеет максимум r_m и соответствующую полуширину распределения Δr (в микронах).

Данные этой таблицы применимы для различных географических районов, они могут быть рекомендованы для использования в качестве микроструктурной характеристики дождей в довольно широком диапазоне интенсивностей.

Таблицу 17 и график на рис. 34 можно рассматривать, с одной стороны, как значения показателя ослабления, соответствующие данному значению интенсивности дождя, а с другой стороны, как значения интенсивности дождя при данном показателе ослабления. Это приводит нас к возможности постановки задачи разработки оптического метода измерения осадков. Имея в виду данную задачу, мы рассмотрели этот вопрос более подробно.

Для указанной цели мы вновь воспользовались графиком на рис. 34 и нашли максимальные пределы, в которых может изменяться интенсивность при заданном значении показателя ослабления. Затем для ряда значений показателя ослабления нашли разности между крайними и средними значениями интенсивности дождя. Отношения этих разностей к среднему значению представляют собой максимальную возможную относительную ошибку в определении количества осадков оптическим методом. Из этого расчета оказалось, что максимальную ошибку измерений количества жидких осадков оптическим методом следует оценить в $\pm (70 - 80\%)$. Очевидно, что эта ошибка, определяемая отклонением микроструктуры от средней при данном показателе ослабления, в принципе не может быть ликвидирована.

Кроме того, ставя задачу разработки оптического метода измерения осадков, надо иметь в виду то, что использование регистраторов прозрачности для измерения количества осадков потребовало бы не только разработки специального интегрирующего приспособления для измерения количества осадков за время выпадения дождя, но и наличия наблюдателя, который отмечал бы, что снижение прозрачности вызвано именно дождем, а не иным атмосферно-оптическим явлением.

Исходя из этого, можно считать, что оптический метод измерения жидких осадков как метод массовых количественных измерений не

Таблица 17

I мм/час	α км-1										CGS	MK	$\left\{ \begin{array}{l} \beta \\ \beta \\ r_m \end{array} \right\}$	$\left. \begin{array}{l} A \\ A \\ \Delta r \end{array} \right\}$	$Ae^{-\beta r}$ $Ar^2 e^{-\beta r}$	
	0,07	0,1	0,2	0,3	0,5	0,7	1,0	2,0	3,0	5,0						
0,5	54 87 230	79 128 390	109 176 260	109 176 260	109 176 260	109 176 260										
1		48 78 260	70 113 180	96 156 220	96 156 220	96 156 220	96 156 220									
2			43 69 290	61 98 200	85 137 150	85 137 150	85 137 150	85 137 150								
3				40 65 310	57 93 210	80 130 150	80 130 150	80 130 150	80 130 150							
5					37 59 340	52 85 230	73 118 170	73 118 170	73 118 170	73 118 170						
10						32 52 380	46 74 270	46 74 270	46 74 270	46 74 270						
20							30 47 430	30 47 430	30 47 430	30 47 430						
40								25 41 490	25 41 490	25 41 490	25 41 490	25 41 490	25 41 490	25 41 490	25 41 490	25 41 490

имеет больших перспектив. По-видимому, он сможет найти применение лишь для качественных оценок.

Представляет интерес оценить точность, которую можно ожидать от радиолокационного метода измерения осадков. Имеющийся материал дает возможность такие расчеты сделать.

Ценной особенностью радиолокационного метода является возможность получения этим методом информации об осадках дистанционно и с больших площадей, что представляет существенный интерес для практики.

Оценка точности радиолокационного метода может быть сделана, если рассчитать радиолокационную отражаемость z для дождей различной интенсивности и микроструктуры. Для этих расчетов удобно воспользоваться микроструктурными данными, обобщенными в табл. 17. По этим данным можно рассчитать максимальные ошибки интенсивности при данной отражаемости так, как это сделано выше для оптического метода.

Вопросу измерения осадков радиолокационным методом была посвящена диссертационная работа А. Б. Шупяцкого [63, 64], который приходит к выводу, что максимальная погрешность радиолокационного измерения интенсивности осадков не превышает 35—40%.

Если говорить о максимальной ошибке радиолокационного метода, то нам представляется, что погрешность его должна быть выше той, которая указана Шупяцким. Как ясно из соображений, высказанных ранее для туманов, корреляция между отражаемостью и интенсивностью менее тесная, чем между интенсивностью и показателем ослабления. Следовательно, ошибки радиолокационного метода должны быть больше рассчитанных ошибок оптического метода, а именно оценены как превышающие 70 — 80%.

§ 5. Прозрачность атмосферы в зоне снегопада

В данном параграфе рассматриваются оптические свойства атмосферы в зоне выпадения твердых осадков, т. е. в снегопаде. Если при выпадении снега имела место метель, эти случаи не выделялись. Случаи метели без выпадения снега не изучались по причинам, указанным во введении к этой главе. В практическом отношении изучение дальности видимости при снегопаде имеет большее значение, чем изучение видимости в зоне выпадения дождя, поскольку снегопады и метели снижают прозрачность гораздо больше, чем дожди, — примерно так, как плотные дымки.

Кривая рис. 1, соответствующая метели, имеет четкий максимум повторяемости значений видимости 1—2 км. Вместе с тем на интервал значений видимости меньше 1 км приходится 8,3% всех случаев. Помимо сильного снижения прозрачности, при метелях характерны и быстрые колебания этой величины, связанные со скоростью ветра. Если последняя достигает значений, больших 10 м/сек., изменчивость прозрачности настолько велика, что невозможно даже получить суждение о ее средней величине. Для снегопада наиболее вероятной величиной оказываются значения дальности видимости 2—4 км.

Более низкие значения прозрачности при выпадении снега и по сравнению с прозрачностью в дожде определяются микрофизическими особенностями снежинок. Снежинки и комплексы снежинок, собранные в хлопья, имеют сложную, разнообразную и неправильную форму. Основным является то, что снежинки вообще, а тем более снежинки, собранные в хлопья, являются очень крупными рассеивающими частицами.

Частицы твердых осадков представляют собой наиболее крупные частицы естественного атмосферного аэрозоля.

Это обстоятельство дает случай перехода от дифракционных закономерностей к закономерностям геометрической оптики. Сложность форм снежинок не дает возможности измерять их площади поперечного сечения, поэтому в ряде работ снежинки аппроксимировались какой-либо плоской фигурой, например кругом или эллипсом. Некоторыми авторами вместо спектра снежинок рассматривается спектр капель, получающихся при их таянии.

Из-за больших размеров снежинок скорость падения их по сравнению со скоростью падения капель дождя мала. И. Л. Зельмановичем [65] были определены экспериментально скорости падения снежинок путем определения времени прохождения 3-метрового пути. Снежинки характеризовались наибольшим поперечным размером. Для снежинок с наибольшим поперечным размером 4—7 мм средняя скорость падения была определена Зельмановичем равной 1 м/сек. при скоростях ветра не более 5—6 м/сек. (при слабых снегопадах).

По результатам экспериментального исследования скорости падения снежинок и хлопьев различной формы, выполненного И. В. Литвиновым [59], скорости эти в среднем равны 1—2 м/сек.

Из-за сложной формы частиц твердых осадков микрофизические исследования их гораздо сложнее, чем аналогичные исследования туманов и жидких осадков. Зельманович в работе, посвященной этому вопросу [65], в целях изучения микроструктуры снегопада измерял круглые следы, которые оставляют снежинки при падении на теплую фильтровальную бумагу.

В качестве суммарных физических характеристик снегопада, очевидно, могут рассматриваться интенсивность и количество осадков, причем этим величинам придается тот же смысл, что и для жидких осадков. Так, под водностью понимается суммарный вес снежинок, содержащихся в единице объема пространства, иначе говоря, вес воды, которая получается в результате таяния этих снежинок. Количество твердых осадков выражается толщиной слоя воды, полученного от таяния выпавшего снега за заданный промежуток времени. Соответственно под интенсивностью снегопада понимается слой воды, получаемый от выпавшего снега за единицу времени. В наших работах, как и для дождя, мы относим интенсивность к данному моменту времени, но выражаем ее в мм/час.

Установить количественную связь между метеорологической дальностью видимости и интенсивностью выпадения снега более трудно, чем для дождя, поскольку из-за сложной формы снежинок или хлопьев снега для снегопада не может быть использован способ расчета коэффициента ослабления и интенсивности, который был применен для дождя. Остается использовать метод прямых измерений этих величин.

Для изучения прозрачности в зоне снегопада могут быть использованы записи регистратора прозрачности, работающего при всех атмосферных явлениях. Прямое измерение количества выпадающего снега является более трудной задачей, чем измерение количества жидких осадков.

В совместной работе с В. Д. Третьяковым [66] нами был применен для измерения твердых осадков осадкограф его системы.

Осадкограф Третьякова, основанный на весовом принципе, был установлен и работал в течение двух зим — 1957 и 1958 гг. — на Оптическом полигоне ГГО в Воейково. Его показания сопоставлялись с прозрачностью, измеряемой регистратором М-37, длительно работающим на

этом полигоне. Регистратор прозрачности имел базу (расстояние от приемника до прожектора) 215 м в 1957 г. и 240 м в 1958 г., что обеспечивает уверенные измерения прозрачности в том диапазоне прозрачности, который имеет место при выпадении снега.

В весовом осадкографе Третьякова использовались настольные стрелочные весы ВНСЦ грузоподъемностью 10 км. Регистрация осуществляется на обычной ленте пювиографа при помощи пера, связанного с весами. Весы помещены внутри ящика, изолирующего их от ветра. Осадки падают в отверстие 500 см². Прибор имеет планочную защиту, собранную из 28 пластин. Недостатком конструкции осадкографа является налипание снега, особенно в случае мокрого снега, в нижней, конусообразной части трубы приемного устройства. Поэтому наблюдателям было дано указание периодически стряхивать снег и соответственно при обработке корректировать запись. Во время работы весового осадкографа Третьякова на Оптическом полигоне в 1958 г. количество зарегистрированных им осадков сравнивалось с количеством осадков, измеренных осадкомером Третьякова. В работе [69] приведены данные сравнений, показывающие, что между показаниями обоих приборов расхождения систематического характера не наблюдаются. Повторные градуировки весового осадкографа показали, что чувствительность его сохраняется в течение двух лет с точностью $\pm 2\%$.

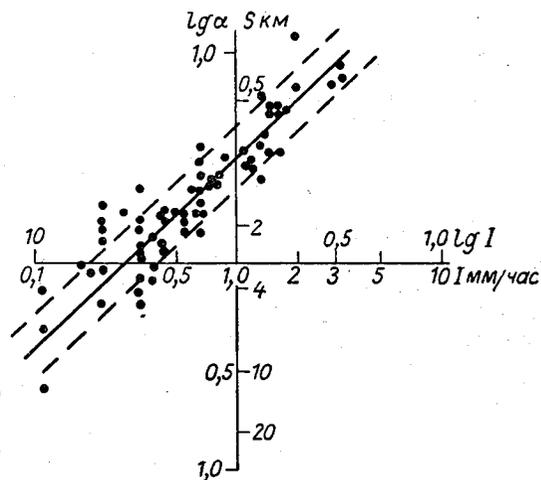


Рис. 42. Зависимость показателя ослабления от интенсивности снегопада.

Для обработки выбирались на ленте регистратора прозрачности моменты времени с относительно устойчивым значением прозрачности в течение 10—15 минут. Затем вычислялась интенсивность снегопада, соответствующая прозрачности в эти выбранные моменты времени. Чтобы обеспечить синхронность сравнений на лентах осадкографа и регистратора прозрачности, наблюдателем делались вспомогательные отметки. Ниже приводятся результаты таких сравнений по 68 случаям наблюдений.

При обработке лент регистратора прозрачности для исключения влияния дымки, т. е. для получения мутности, обусловленной лишь снегопадом, отсчет по шкале регистратора до и после выпадения снега принимался за полную прозрачность.

Для удобства сравнения с результатами экспериментального изучения прозрачности при других атмосферно-оптических явлениях, в частности при дождях, находится зависимость логарифма показателя ослабления от логарифма интенсивности и строится график (рис. 42), аналогичный графику для дождя (см. рис. 34). На осях значения интенсивности даны в мм/час, метеорологической дальности видимости — в километрах. На графике видна тесная корреляционная зависимость между изучаемыми величинами, хотя и менее тесная, чем для дождя. Коэффициент корреляции между логарифмами показателя ослабления и интенсивности равен $0,91 \pm 0,02$. Такой высокий коэффициент корреляции

является, в частности, косвенным подтверждением доброкачественности работы весового осадкографа Третьякова. То, что связь прозрачности с интенсивностью снегопада менее тесная, чем связь между прозрачностью и интенсивностью для дождя, совершенно очевидно, объясняется разнообразием спектров снежинок не только по их размерам, но и по форме. Корреляционную зависимость между прозрачностью и интенсивностью снегопада можно представить эмпирической формулой, полученной из уравнений регрессии,

$$\alpha = 3,2 I^{0,91}, \quad (43)$$

где α в км^{-1} , I в мм/час .

Метеорологическую дальность видимости в зоне выпадения снега можно выразить в виде

$$S = 0,94 I^{-0,91}, \quad (44)$$

где S в километрах, I в мм/час .

Имея в виду практическое использование, можно записать эту зависимость приближенно в простом виде:

$$S \approx \frac{1}{I} \quad (S \text{ в километрах, } I \text{ в мм/час}). \quad (45)$$

Этой формулой можно пользоваться как осредненной зависимостью для приближенных оценок метеорологической дальности видимости в зоне выпадения снега в тех случаях, когда фон атмосферной дымки пренебрежимо мал. Для характеристики разброса точек на графике рис. 42 границы 1 балла видимости показаны прямыми прерывистыми линиями, проведенными параллельно средней прямой. Как видно из рисунка, в 75% случаев разброс точек внутри 1 балла.

Анализируя причины разброса, мы рассмотрели скорости ветра, которые фиксировались наблюдателями в ходе работы. Оказалось, что из числа точек, выпадающих за указанные границы, некоторые соответствуют случаям занижения прозрачности при скоростях ветра 8—12 м/сек. Возможно, что резкое занижение прозрачности в этих случаях может быть объяснено поземной метелью, которая могла снижать прозрачность в луче прожектора регистратора прозрачности, но не влияла на осадкограф. Это соображение подтверждается тем, что указанные случаи наблюдались в 1957 г., когда прожектор был установлен низко, отчего луч прожектора шел вблизи поверхности почвы. В 1958 г. будка с прожектором была установлена на другом расстоянии и на 2 м выше.

Все сказанное относилось лишь к уменьшению прозрачности, вызываемому выпадением снега. В целом горизонтальная прозрачность в зоне снегопада определяется суммарным влиянием снегопада и атмосферной дымки. В природе чаще всего имеют место именно эти случаи сочетания атмосферной дымки и помутнения, вызванного снегопадом, поэтому для практических задач нами была сосчитана табл. 18, вполне аналогичная табл. 12, рассчитанной для дождей. Расчет был выполнен

Таблица 18

I мм/час	S до снегопада, баллы							
	2	3	4	5	6	7	8	9
0,1—0,5	2	3	3—4	4	4—5	4—5	5	5—6
0,5—1,5	2	2	3	3	3—4	3—4	3—4	3—4
1,5—3	1—2	2	2	2	2	2—3	2—3	2—3

для трех градаций интенсивности снегопада и для градаций фона атмосферной дымки вплоть до тумана. Значения дальности видимости даны в табл. 18 в баллах.

Эти данные могут быть рекомендованы для практического использования, в частности, можно указать на возможность применения полученных данных для оценок метеорологической дальности видимости по интенсивности снегопада. Эти результаты могут быть использованы также при разработке прогноза дальности видимости в осадках, причем необходимой предпосылкой для прогноза дальности видимости в зоне выпадения снега является прогноз интенсивности осадков хотя бы по трем градациям. Сравнение табл. 18 с табл. 12 для дождя показывает, во-первых, что при выпадении снега прозрачность снижается больше, чем при выпадении дождя, во-вторых, из табл. 18 видно, что все градации интенсивности снегопада, выраженные слоем жидкой воды, укладываются в пределы 3 мм/час, в чем снегопад существенно отличается от дождя.

Результаты наших работ по видимости при осадках обсуждены в работе Джефферсона [67]. Джефферсон построил на одном графике средние кривые зависимости дальности видимости от интенсивности снегопада, пользуясь результатами нашей работы [66] и результатами работы Ричардса [68]. Ричардс с целью получения материала для предсказания снегопадов из наблюдаемых значений видимости получил зависимость между интенсивностью снегопадов и дальностью видимости в снегопадах на основании обработки 193 случаев наблюдений в аэропорту Мельтон (Канада), выполненных в 1941—1952 гг. Приводим этот график на рис. 43.

Джефферсон указывает на хорошее согласование наших данных с данными Ричардса, отмечая также, что наши данные охватывают более широкий интервал значений интенсивности снегопадов, чем данные Ричардса. В той же статье Джефферсон приводит повторяемость значений видимости при осадках различного рода по данным наблюдений нескольких морских станций и в аэропорту в Манчестере. Джефферсон приходит к выводу, что полученные гистограммы не противоречат нашим данным и показывают, что осадки вообще мало снижают видимость.

Результаты работы [66] могут быть сравнены с результатами экспериментального исследования, выполненного Литвиновым [69], в котором изучался ряд параметров, характеризующих снегопад, в частности суммарное поперечное сечение снежинок в единице объема. Эта величина вычислялась путем суммирования средних видимых диаметров снежинок, измеренных на фотографиях падающих снежинок. Литвинов получил линейную зависимость между суммой поперечных сечений снежинок и интенсивностью снегопада. Этот результат приближенно соответствует нашей зависимости, данной формулой (43), поскольку показатель степени при I близок к единице и показатель ослабления, как известно,

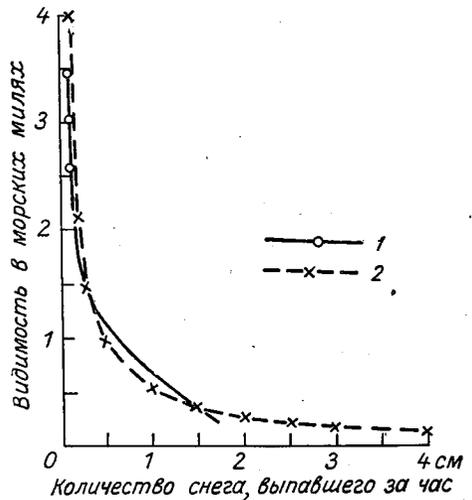


Рис. 43. Сравнение результатов Ричардса (1) с результатами авторов (2) по метеорологической дальности видимости в зоне снегопада.

прямо пропорционален суммарному поперечному сечению рассеивающих частиц.

Зельмановичем [65] выполнено экспериментальное исследование, основной целью которого было показать возможность решения обратной задачи для снегопада, а именно расчета микроструктуры путем измерения двух интегральных характеристик. Снежинки улавливались на теплую фильтровальную бумагу, покрытую красителем, на которой они оставляют следы в виде круглых пятен. Для определения водности снежинки по ее пятну использовались пятна от капель воды заданных радиусов. На основании измеренных диаметров пятен определялось общее количество снежинок в единице объема пространства и показатель ослабления. Задавшись функцией распределения вида $\frac{dn}{dr} = Ar^2e^{-\beta r}$, Зельманович рассчитал параметры распределения A и β , пользуясь формулами (42) и (38), и положения максимумов и полуширины распределения по формулам

$$r = \frac{2}{\beta} \text{ и } \Delta r = \frac{3,4}{\beta}.$$

Из сравнения измеренных и рассчитанных значений величин N , α , r_m и Δr , а также из сравнения измеренных и рассчитанных кривых распределения Зельманович делает вывод о правильности предположений, которые были положены в данном случае в основу обратной задачи. Экспериментальный материал [65], относящийся к различным моментам одного дня наблюдений, недостаточен для того, чтобы обобщить параметры микроструктуры снегопадов на основе решения обратной задачи так, как это было сделано нами в § 3 и 4 для туманов и дождей.

Более полный материал, охватывающий около 50 случаев различных снегопадов, содержится в статье Литвинова [69], где для каждого снегопада дается интенсивность I в мм/час, количество снежинок в единице объема пространства N и параметры α и β микроструктуры, заданной в форме гамма-распределения по Левину, а именно в форме $\rho = \frac{dn}{dr} =$

$$= \frac{N \alpha^\alpha e^{-\frac{\alpha}{\beta}}}{\Gamma(\alpha + 1) \beta^{\alpha+1}}.$$

Можно легко показать, что применяемый нами параметр A связан с N отношением $A = \frac{N}{\Gamma(\alpha + 1) \beta^{\alpha+1}}$, причем Левин использует параметр β , который является обратной величиной применяемого нами параметра β .

Основное отличие распределения, используемого Левиным, от нашего заключается в том, что он варьирует также третий параметр α , который в наших расчетах был закреплен.

В целях обобщения материала, представленного в [69], мы располагали его в порядке возрастания величин I и N , но при этом не удалось установить закономерности в изменении параметров α и β . Препятствием к этому служит параметр α , изменения которого на единицу существенно меняют характер распределения. Нам представляется введение этого третьего параметра излишним также и потому, что параметры α и β не независимы, а связаны эмпирической связью $\beta = 0,292 \alpha^{0,67}$ [69]. Таким образом, вопрос о возможности решения обратной задачи для снегопадов нельзя пока считать окончательно решенным.

Для снегопада, так же как для дождя, могут быть рассмотрены возможности оптического метода измерения количества твердых осадков. Для этой цели воспользуемся графическим представлением зависимости показателя ослабления от интенсивности снегопада (см. рис. 42). Так же как это было сделано для дождей, определим для ряда значений α соот-

ветствующие этим величинам α средние значения интенсивности и границы разброса. Отношение разности крайних и средних значений к среднему значению, т. е. максимальные величины относительной ошибки оптического метода измерения твердых осадков, так же как и в случае дождя, могут быть оценены в $\pm 70-80\%$. Следует иметь в виду, что указанные большие ошибки в принципе не могут быть ликвидированы, так как они определяются различиями в микроструктуре снегопадов. Возможно, что из-за малой точности измерения твердых осадков в настоящее время на сети ГМС попытки создания методики измерения количества твердых осадков с использованием оптических измерений не совсем лишены основания. При этом нельзя забывать, что при попытке ее реализации сразу же встанет задача отличить выпадающий снег от других явлений, снижающих прозрачность; по одному значению показателя ослабления нельзя отличить снегопад, например, от дымки или слабого тумана.

Так же как и для жидких осадков, радиолокационный метод измерения количества осадков является перспективным ввиду его дистанционности и возможности охвата больших площадей. Поэтому интересно оценить его возможности на основе микрофизических исследований. Можно сделать заключение о возможной точности радиолокационного метода по данным работы Литвинова [69]. Так, в [69] приводится экспериментальный график зависимости радиолокационного сечения снегопадов σ от их интенсивности. По границам разброса точек на этом графике можно оценить максимальную относительную ошибку в $\pm 80-90\%$.

§ 6. Сравнение прозрачности атмосферы при туманах, дождях и снегопадах

Одинаковый подход к исследованию оптических свойств грубодисперсных аэрозолей в атмосфере, т. е. туманов и осадков, позволяет представить здесь некоторые сравнительные данные как по оптическим, так и по микрофизическим свойствам этих аэрозолей. Сравним прежде всего прозрачность жидких и твердых осадков. На рис. 44 перенесены с рис. 34 и 42 прямые 1 и 2, характеризующие соответственно логарифм показателя ослабления для дождя и для снегопада в зависимости от логарифма интенсивности осадков.

График наглядно показывает, что при равной интенсивности показатель ослабления в снегопаде на порядок больше (примерно в 15 раз), чем в дожде. Это дает количественное выражение общеизвестного факта о большем влиянии снегопада на снижение дальности видимости по сравнению с дождем.

Можно также сопоставить показатель ослабления в атмосфере, содержащей водные грубодисперсные аэрозоли, а именно в тумане, дожде, снегопаде, если сравнивать зависимость прозрачности от водности для каждого из этих явлений. Действительно, водность является основной

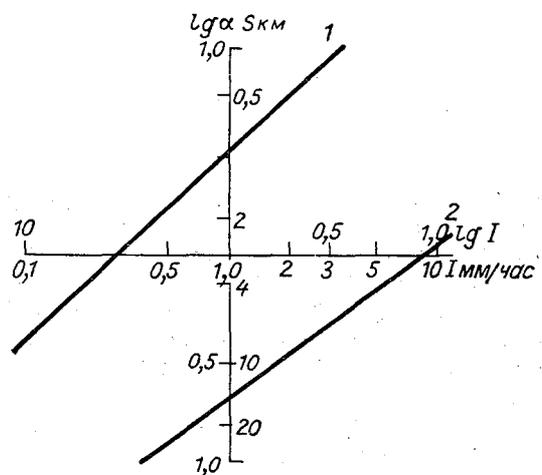


Рис. 44. Сравнение зависимости показателя ослабления дождей и снегопадов от их интенсивности.

интегральной характеристикой водного аэрозоля как в случае тумана, когда капли взвешены, так и в случае осадков, когда капли выпадают. При этом результаты сравнительной оценки для осадков различного вида будут количественно отличаться от результатов сравнений, представленных на рис. 44 и относящихся к сравнению прозрачности при равной интенсивности дождя и снегопада. Причина этого заключается в различных скоростях падения дождевых капель и частиц твердых осадков.

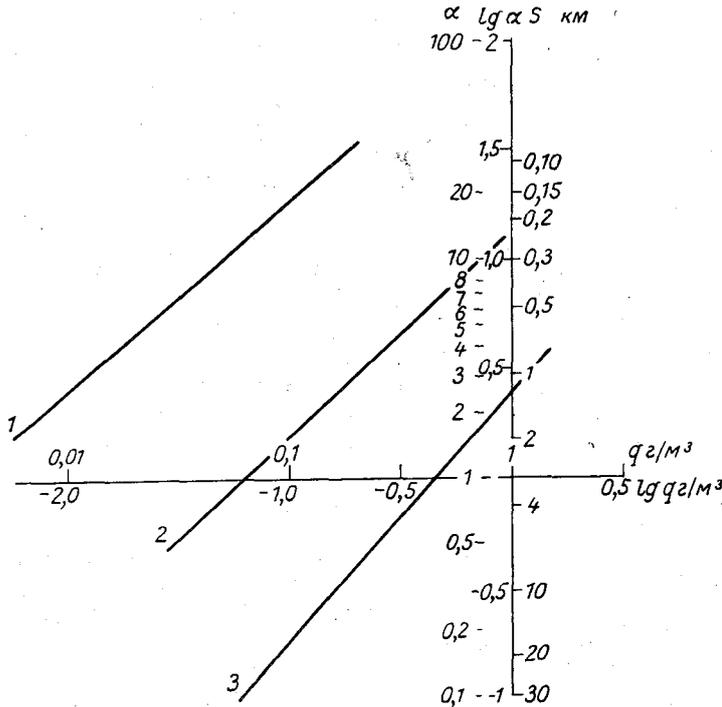


Рис. 45. Сравнение зависимости показателя ослабления в туманах (1), снегопадах (2) и дождях (3) от их водности.

Чтобы сравнить показатели ослабления в тумане, дожде и снегопаде, представим их на одном графике (рис. 45). При построении этого сравнительного графика с рис. 30 переносим прямую, выражающую зависимость показателя ослабления в тумане от его водности. Аналитическое выражение этой зависимости дается для тумана формулой (14). Для дождя зависимость показателя ослабления давалась в § 4 лишь в аналитической форме, а именно формулой (34). При нанесении обеих зависимостей на единый график водность как тумана, так и дождя выражена в $г/м^3$.

Мы не получали экспериментальным путем данных о водности снегопадов. Поэтому для нанесения на общий график зависимости показателя ослабления в снегопаде от водности воспользуемся полученной нами средней зависимостью показателя ослабления от интенсивности в виде (43) и средней зависимостью водности от интенсивности по экспериментальным данным Литвинова. Литвинов в [69] дает эту зависимость в виде графика и в аналитической форме $q = 0,212 I$ (q в $г/м^3$, I в $мм/час$). Совместное решение этих двух уравнений дает для снегопада

$$\alpha = 13q^{0,91} \quad (\alpha \text{ в } км^{-1}, q \text{ в } г/м^3). \quad (46)$$

Кроме того, для контроля нами был произведен приближенный расчет интенсивности по водности путем деления последней на среднюю скорость падения снежинок, которая задавалась нами 0,1; 0,5 и 1 м/сек. Если принять среднюю скорость падения 1 м/сек., расчет дает зависимость $\alpha = 10 q^{0,91}$. Это выражение можно считать приближенно соответствующим (46). Таким образом, результаты расчета являются косвенным указанием на то, что средняя скорость снежинок близка к 1 м/сек. Как отмечалось в § 5, средняя скорость снежинок, по экспериментальным данным, действительно может быть оценена в 1 м/сек.

Окончательно имеем для всех трех водных аэрозолей следующие зависимости от водности:

для тумана

$$\alpha = 143q^{0,87},$$

для снегопада

$$\alpha = 13q^{0,91}, \quad (47)$$

для дождя

$$\alpha = 2,1q^{0,85},$$

где α в км^{-1} , q в $\text{г}/\text{м}^3$.

Прямые, представляющие логарифмический вид этих зависимостей, даются на рис. 45. Из-за того что показатели степени величины q близки друг к другу, прямые идут почти параллельно. В результате соотношения показателей ослабления, а следовательно, и значений метеорологической дальности видимости при равной водности в туманах, снегопадах и дождях приближенно определяются отношением численных множителей, стоящих в правых частях уравнений (47).

Результаты этих сравнений представляют собой количественное выражение, даваемое на единой физической основе, известных из практического опыта значений прозрачности и, в частности, соответствуют тем градам дальности видимости, которые даются нами для туманов, дождей и снегопадов.

Кроме интегральных характеристик, таких, как водность, интенсивность (для осадков), показатель ослабления, радиолокационная отражаемость, могут быть сравнены также по результатам наших исследований микрофизические особенности грубодисперсных аэрозолей. Поскольку были обобщены данные по параметрам микроструктуры туманов и дождей, эти параметры могут сравниваться. Для удобства сравнения воспользуемся для тумана и дождя представлением микроструктуры в экспоненциальной форме $\frac{dn}{dr} = Ae^{-\beta r}$. В табл. 19 приводим пределы изменений численных значений параметров β и A для туманов и дождей.

Таблица 19

Явление	β	A
Туман	$1,5 \cdot 10^3 - 1 \cdot 10^4$	$1 \cdot 10^3 - 7 \cdot 10^6$
Дождь	25—110	$1 \cdot 10^{-2} - 5 \cdot 10^{-1}$

Как показывают численные значения, параметры распределения β и A для тумана отличаются от этих параметров для дождя на несколько порядков, а именно:

$$\frac{\beta_{\text{тумана}}}{\beta_{\text{дождя}}} \approx 10^2 \div 10^3.$$

Примерно обратное соотношение имеет место между размерами капель тумана и дождя. Следовательно, величины βr для тумана и дождя примерно равны. Это свидетельствует о том, что относительные распределения для тумана и дождя, выражающие крутизну спада кривых распределения в сторону крупных капель, приближенно одинаковы. Численные значения параметров A для тумана и дождя различаются еще больше, чем значения параметра β , а именно:

$$\frac{A_{\text{тумана}}}{A_{\text{дождя}}} \approx 10^5 \div 10^7.$$

Это отношение связано с различиями в размерах и концентрации капель. Действительно, при экспоненциальном распределении суммарное число капель в единице объема, согласно формуле (24), $N = \frac{A}{\beta}$. При указанных отношениях параметров A и β величина отношения концентраций капель в тумане и дожде $\frac{N_{\text{тумана}}}{N_{\text{дождя}}} \approx 10^2 \div 10^5$. Это находится в соответствии с фактическими концентрациями капель в тумане и в дожде.

Кроме этого сопоставления параметров микроструктуры двух явлений друг с другом, интересно сопоставить изменчивость, которую имеют эти параметры для каждого из рассматриваемых явлений. Из табл. 19 следует, что значения параметра β различаются для тумана в 7,5 раза, а для дождя в 4,5 раза, т. е. дождь и туман обладают примерно одинаковой изменчивостью этого параметра, а следовательно, примерно равной изменчивостью относительного распределения. Иначе обстоит дело с различиями параметра A , который меняется в $7 \cdot 10^3$ раз для тумана и лишь в 50 раз для дождя.

Следовательно, концентрация капель в тумане более изменчива, чем концентрация капель в дожде (примерно в 100 раз).

ЛИТЕРАТУРА

1. Väisälä V. Die Sichtschätzungen am Observatorium Ilmala i J. 1911—1920. Soc. Sci. Fennica. Commentationes Physica-Mathematicae II, 18.
2. Петренко Н. В., Бачурина А. А., Романов Н. Н. Прогноз видимости. Сборник методических указаний по авиационной метеорологии. Гидрометеоиздат, Л., 1959.
3. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам, вып. 3, ч. I. Гидрометеоиздат, 1958.
4. Довгялло Е. Н. Дальность видимости при различных метеорологических явлениях. Труды ГГО, вып. 153, 1964.
5. Татарский В. И. Теория флюктуационных явлений при распространении волн в турбулентной атмосфере. Изд. АН СССР, М., 1959.
6. Ариель Н. З., Бютнер Э. К., Константинов А. Р. Методика и результаты исследования спектральных характеристик турбулентных пульсаций в приземном слое атмосферы. Труды ГГО, вып. 144/40, 1963.
7. Колмогоров А. Н. Локальная структура турбулентности в несжимаемой вязкой жидкости при очень больших числах Рейнольдса. ДАН СССР, т. 30, № 4, 1941.
8. Лайхтман Д. Л., Каган Р. Л. Некоторые вопросы рационализации снего съемок. Труды ГГО, вып. 103, 1960.
9. Довгялло Е. Н. О статистических закономерностях изменения видимости. Труды 5-го Межведомственного совещания по актинометрии и оптике атмосферы. Изд-во «Наука», М., 1964.
10. Довгялло Е. Н. Суточный и годовой ход метеорологической дальности видимости. Труды ГГО, вып. 153, 1964.
11. Довгялло Е. Н. О суточном ходе метеорологической дальности видимости. Труды ГГО, вып. 169, 1965.
12. Гаврилов В. А. Об инструментальном определении дальности видимости реальных объектов. Труды ГГО, вып. 42, 1953.

13. Довгялло Е. Н. Связь дальности видимости с метеорологическими условиями. Труды ГГО, вып. 109, 1961.
14. Junge C. Die Konstitution des atmosphärischen Aerosols. Ann. Met., 1952.
15. Wright H. L. Atmospheric opacity at Valentia. Quart. J. of Roy. Met. Soc., 66, 1940.
16. Никандров В. Я. Искусственные воздействия на облака и туманы. Гидрометеоздат, Л., 1959.
17. Довгялло Е. Н. К вопросу о связи видимости с нижней границей облаков. Труды ГГО, вып. 153, 1964.
18. Дубровин А. В. Определение высоты низких облаков по наземным данным. Метеорология и гидрология, № 9, 1962.
19. Честная И. И. Об определении нижней границы облаков по наземным данным. Труды ГГО, вып. 2, 1947.
20. Довгялло Е. Н. Влияние термической конвекции на контраст естественных объектов. Труды ГГО, вып. 125, 1962.
21. Гаврилов В. А. О некоторых актуальных вопросах учения о видимости. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 6, 1953.
22. Сытинская Н. Н. О некоторых параметрах зрительных функций. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 1, 1954.
23. Довгялло Е. Н. Изменчивость прозрачности атмосферы при образовании и рассеянии тумана. Труды ГГО, вып. 184, 1966.
24. Бартенева О. Д., Полякова Е. А. Исследование ослабления и рассеяния света в естественном тумане в зависимости от его микрофизических свойств. Изв. АН СССР, т. 1, № 2, 1965.
25. Argnulf A., Bricard J., Véret C. Recherches sur la propagation de la lumière visible et infrarouge à travers la brume et le brouillard. Compt. rend. acad. sci., 238, N 4, 1954; J. Opt. Soc. America, 47, No. 6, 1957.
26. Бочаров Е. И. Спектральная прозрачность облаков. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 5, 1958.
27. Grabert W. Die Extinktion des Lichtes in einem trüben Medium. (Seeweite in Wolken) Met. Zs., Bd 10, 1901.
28. Левин Л. М. Исследования по физике грубодисперсных аэрозолей. Изд. АН СССР, 1961.
29. Старостина Р. Ф., Чудайкии А. В. Ловушки облачных капель, применяемые в Эльбрусской экспедиции. Физика облаков и осадков. Труды Эльбрусской экспедиции, 2 (5), 1961.
30. Левин Л. М. Некоторые вопросы теории аэрозольных ловушек. Физика облаков и осадков. Труды Эльбрусской экспедиции, 2 (5), 1961.
31. Лактионов А. Г., Левин Л. М. Сравнительные измерения концентрации и функции распределения частиц водных аэрозолей. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 7, 1960.
32. Руководство по проверке метеорологических приборов. Гидрометеоздат, Л., 1956.
33. Дьяченко П. В. Устройство для полуавтоматического подсчета и классификации капельножидких элементов облаков и туманов. Авт. свидетельство № 93486 Бюллетень изобретений, № 4, 1952.
34. Шифрин К. С., Голиков В. И. Определение спектра капель методом малых углов. В сб. «Исследования облаков, осадков и грозового электричества». Изд-во АН СССР, 1961.
35. Левин Л. М. Флуктуации микроструктурных характеристик облаков. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 12, 1958.
36. Горышин В. И. Установка для регистрации прозрачности атмосферы. Труды ГГО, вып. 100, 1960.
37. Ритынь Н. Э., Лазарев Д. Н. Прибор для измерения индикатрис рассеяния света в воздухе. Оптико-механическая промышленность, № 2, 1959.
38. Методические указания гидрометеорологическим станциям, № 7. Гидрометеоздат, 1955.
39. Бартенева О. Д., Башилов Г. Я. О нефелометрическом методе измерения прозрачности атмосферы. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 4, 1961.
40. Левин Л. М., Старостина Р. Ф. Некоторые результаты исследования структуры облаков. ДАН СССР, 93, № 2, 1953.
41. Забродский Г. М., Морачевский В. Г. Исследование прозрачности облаков и туманов. Труды ААНИИ, т. 228, 1958.
42. Garpenberg R. Bemerkungen zur Frage der Sicht in Wolken. Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimat., S. A, Bd 12, H. 1, 1960.
43. Eldridge R. A few fog drop-size distributions. J. Met., 18, No. 5, 1961.
44. Полякова Е. А., Шифрин К. С. Микроструктура и прозрачность дождей. Труды ГГО, вып. 42 (104), 1953.
45. Сальман Е. М. Радиолокационное исследование структуры ливней и гроз. Труды ГГО, вып. 72, 1957.

46. Левин Л. М. О функции распределения облачных и дождевых капель по размерам. ДАН СССР, 94, № 5, 1954.
47. Левин Л. М. О функции распределения облачных капель по размерам. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 10, 1958.
48. Куликова Г. И., Палагин Э. Г., Полякова Е. А., Сальман Е. М. К вопросу о возможности радиолокационного определения метеорологической дальности видимости в туманах. Труды ГГО, вып. 173, 1965.
49. Шифрин К. С. Кинетика образования осадков. Об испарении осадков в процессе их выпадения. Труды ГГО, вып. 31 (93), 1951.
50. Laws J. O., Parson D. A. Trans. Amer. Geophys. Un., 1943, p. 452.
51. Bowen E. G., Davidson K. A. A raindrop spectrograph. Quart. J. of Roy. Met. Soc., 77, 1951.
52. Blanchard, Duncan C. The use of sooted screens for determining raindrop size and distribution. General Electric Research Laboratory, Project Cirrus. Final Report. Schenectady, July 30, 1951.
53. Cooper B. F. A balloon-borne instrument for telemetering raindrop-size distribution and rainwater content of cloud. Austral. J. of App. Sci., vol. 2, No. 1, March, 1951.
54. Адеркас Т. Ю. Сравнительная методика полевых определений размеров капель дождя. Труды НИУ ГУГМС, сер. 1, вып. 1, 1941.
55. Полякова Е. А. Дальность видимости в зоне дождя. Метеорология и гидрология, № 8, 1956.
56. Полякова Е. А. Исследование метеорологической дальности видимости в дождях. Труды ГГО, вып. 100, 1960.
57. Полякова Е. А. О возможности расчета микроструктуры дождя путем измерения его интенсивности и прозрачности. Труды 2-го Межведомственного совещания по актинометрии и атмосферной оптике. Гидрометеоздат, 1961.
58. Atlas David. Optical extinction by rainfall. J. of Met., vol. 10, No. 6, 1953.
59. Литвинов И. В. Определение установившейся скорости падения частиц снегопадов. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 7, 1956.
60. Шифрин К. С. Коэффициент рассеяния света на больших частицах. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., № 1, 1950.
61. Шифрин К. С. Рассеяние света в мутной среде. Гостехиздат, М.—Л., 1951.
62. Marshall J., Palmer W. The distribution of raindrops size. J. of Met. Aug. 1948.
63. Шупяцкий А. Б. Радиолокационные измерения осадков методом эталонной цели. Труды ЦАО, вып. 22, 1957.
64. Шупяцкий А. Б. Радиолокационные измерения среднего размера капель и водности в сильных дождях. Труды ЦАО, вып. 20, 1958.
65. Зельманович И. Л. Микроструктура и прозрачность снегопадов. Труды ГГО, вып. 100, 1960.
66. Полякова Е. А., Третьяков В. Д. Исследование метеорологической дальности видимости при снегопаде. Труды ГГО, вып. 100, 1960.
67. Jefferson G. J. Visibility in precipitation. Meteor. Mag., 90, No. 1067, 1961.
68. Richards T. L. An approach to forecasting snowfall amounts. Circ. met. Div. Dep. Trans. Toronto, No. 2421, 1954.
69. Литвинов И. В. Опыт изучения распределения частиц снегопадов по величине. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 10, 1959.
70. Полякова Е. А. Экспериментальная проверка формулы для коэффициента ослабления света в дожде. Труды ГГО, вып. 68, 1957.
71. Войтикова Т. Д. К методике измерения размеров дождевых капель. Труды ГГО, вып. 68, 1957.

ГЛАВА III

РАССЕЯНИЕ СВЕТА В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

Введение

Проходя через толщу атмосферы, световой поток, излученный источником, ослабляется как из-за поглощения света воздухом, так и из-за рассеяния света молекулами воздуха и взвешенными в воздухе частицами.

В нижних слоях атмосферы приземный слой воздуха обычно загрязнен взвешенными в нем продуктами сгорания, пылинками, водными каплями, ледяными частицами, органическими частицами, капельками водных растворов различных солей и кислот. Вызываемое ими рассеяние является основным фактором, обуславливающим прозрачность атмосферы. Ослабление света чистым — сухим и беспыльным — воздухом невелико.

В результате ослабления световой поток не полностью доходит до наблюдателя; величина его, дошедшая до наблюдателя, меньше его исходного значения. При этом некоторая часть светового потока поглощается, превращаясь в другие виды энергии, и расходуется на нагревание, фотохимические и другие реакции, а другая его часть рассеивается в атмосфере во все стороны.

Мы рассматриваем видимую область спектра (0,38—0,77 мк), для которой ослабление лучистой энергии определяется в основном рассеянием. Введем основные понятия теории рассеяния.

Пусть на бесконечно малый элемент объема однородной рассеивающей среды падает световой пучок. Расхождением пучка в пределах протяжения элементарного объема можно пренебречь. Обозначим создаваемую этим пучком освещенность на перпендикулярной ему площадке в той точке, где помещен элемент объема dv , через E . Элемент dv будет рассеивать падающий на него световой поток по всем направлениям. Будем считать, что пространственное распределение интенсивности рассеянного излучения обладает симметрией относительно направления падающего света. Это имеет место при освещении воздуха неполяризованным светом.

Сила света dI_φ элементарного объема dv в направлении, составляющем угол φ с направлением падающего светового потока, будет

$$dI_\varphi = \rho(\varphi) E dv,$$

где $\rho(\varphi)$ — коэффициент рассеяния среды в направлении φ .

Поток, рассеянный элементом объема по всем направлениям, имеет вид

$$dF = \int_{4\pi} dI_{\varphi} d\omega = \int_{4\pi} \rho(\varphi) E dv d\omega = \rho E dv,$$

где $d\omega$ — элементарный телесный угол, вершина которого совпадает с элементарным объемом dv .

Вследствие симметрии вокруг направления падающего света выражение для $d\omega$ имеет вид

$$d\omega = 2\pi \sin \varphi d\varphi,$$

откуда

$$\int_{4\pi} \rho(\varphi) d\omega = 2\pi \int_0^{\pi} \rho(\varphi) \sin \varphi d\varphi = \rho. \quad (1)$$

Величина ρ , выражаемая соотношением (1), называется показателем рассеяния. Коэффициент ρ характеризует, какая часть светового потока рассеивается единичным объемом по всем направлениям.

Иногда коэффициент рассеяния в направлении φ определяется иначе:

$$\rho = \frac{1}{4\pi} \int_{4\pi} \rho'(\varphi) d\omega$$

и

$$\rho = \frac{1}{2} \int_0^{\pi} \rho'(\varphi) \sin \varphi d\varphi. \quad (2)$$

Сравнивая выражения (1) и (2), получим связь между $\rho(\varphi)$ и $\rho'(\varphi)$

$$\rho(\varphi) = \frac{\rho'(\varphi)}{4\pi}.$$

Рассмотрим ослабление светового потока, распространяющегося параллельным пучком, расходимостью которого можно пренебречь.

Пусть dv — элементарный объем цилиндра, заполненный светом; $dv = S dl$, где S — площадь основания цилиндра, dl — высота цилиндра.

Элемент объема dv рассеивает по всевозможным направлениям световой поток F , проходящий через элементарный объем. Так как на протяжении элемента пути dl световой поток меняется от величины F до величины $F - dF$,

$$dF = -\rho E dv = -\rho \frac{F}{S} S dl = -\rho F dl$$

или

$$F = F_0 e^{-\rho l}, \quad (3)$$

где F_0 — световой поток, проходящий через начальное сечение ($l=0$).

Если в среде происходит также поглощение света средой, то для прямо дошедшего светового потока можно написать выражение

$$F = F_0 e^{-(\rho+\kappa)l} = F_0 e^{-\alpha l},$$

где κ — показатель поглощения, характеризующий, какая часть световой энергии поглощается средой при прохождении пучком слоя единичной толщины.

Величина $\alpha = \rho + \kappa$ называется обычно показателем ослабления. Коэффициент α есть величина, обратная расстоянию, на котором параллель-

ный поток монохроматического излучения ослабляется в результате совместного действия поглощения и рассеяния в e раз.

Так как для видимого участка спектра в приземном слое воздуха величина α ничтожно мала, то обычно допускают, что

$$\alpha = \rho,$$

т. е. считается, что ослабление света в видимой части спектра при прохождении им толщи воздуха вызывается только рассеянием света.

§ 1. Рассеяние света на мелких и крупных частицах

Рассмотрение сложного явления рассеяния света в атмосфере можно свести к двум случаям: к рассеянию света молекулами воздуха — так называемому молекулярному рассеянию — и к рассеянию на взвешенных в атмосфере аэрозолях — аэрозольному рассеянию.

Теория рассеяния света, разработанная Релеем в 1871 г. [1], описывает рассеяние света лишь на малых частицах, диаметр которых не превышает $1/10$ длины волны рассеиваемого света.

Теория Ми [2], разработанная в 1908 г., имеет место при рассеянии света на больших частицах, диаметр которых сравним с длиной волны рассеиваемого света или немного превышает ее.

Рассеяние на больших частицах определяется формой, размером, количеством этих частиц, а также их электрическими свойствами. Чем больше размер рассеивающих частиц, тем сложнее законы рассеяния, описываемые теорией Ми, и тем существеннее они отличаются по своему характеру от молекулярного рассеяния. Остановимся кратко на этих двух теориях.

Существовало две точки зрения на молекулярное рассеяние света средой. Согласно первой точке зрения, которой придерживались Релей и Планк, среда рассматривалась как собрание большого числа диполь-молекул. Под действием электромагнитной волны диполи приходят в вынужденные колебания и начинают испускать свет во всех направлениях. Полная интенсивность рассеянного света равна сумме интенсивностей, испускаемых отдельными диполями-молекулами. Следовательно, согласно этой теории, всякая оптически однородная среда должна рассеивать свет при прохождении через нее электромагнитной волны.

Из других предпосылок исходит так называемая флуктуационная теория рассеяния света, которая была развита трудами Мандельштама, Смолуховского и Эйнштейна. Согласно этой теории, рассеяние излучения объясняется флуктуациями свойств среды около некоторых средних значений, в частности флуктуациями плотности. По этой теории, в однородной среде, где флуктуации отсутствуют, рассеяние света не должно происходить. Смолуховским и Эйнштейном были получены формулы для интенсивности рассеянного света. Оказалось, что для газов выражения для силы света, рассеянного единицей объема среды, для обеих теорий, Релея и Смолуховского—Эйнштейна, совпадают. Поэтому, при рассмотрении молекулярного рассеяния света воздухом можно пользоваться формулами, полученными Релеем.

При выводе своих формул Релей предполагал, что рассеивающими частицами могут быть не только молекулы воздуха, но также различные примеси, присутствующие в воздухе, размеры которых малы по сравнению с длиной волны.

Рассмотрим основные соотношения, характеризующие молекулярное рассеяние света воздухом.

Выражение для коэффициента рассеяния воздуха в направлении, составляющем угол φ между направлениями распространения и рассеяния света, имеет вид

$$\rho_{\lambda}(\varphi) = \frac{\pi^2(n^2-1)^2}{2\lambda^4N}(1 + \cos^2\varphi), \quad (4)$$

где φ — угол рассеяния, N — число частиц в 1 см³ объема, λ — длина волны излучения, n — показатель преломления.

Так как для воздуха $n \approx 1$, то формула (4) преобразуется к виду

$$\rho_{\lambda}(\varphi) = \frac{2\pi^2(n-1)^2}{\lambda^4N}(1 + \cos^2\varphi). \quad (5)$$

Сила света, рассеянного единичным объемом под углом φ , будет равна

$$I_{\lambda}(\varphi) = \frac{2\pi^2(n-1)^2}{\lambda^4N}(1 + \cos^2\varphi)E. \quad (6)$$

Как видно из полученного выражения (6), при молекулярном рассеянии назад и вперед рассеивается одинаковое количество света. Минимум силы света имеет место при $\varphi = \frac{\pi}{2}$, где она равна половине своего максимального значения при $\varphi = 0^\circ$ и $\varphi = 180^\circ$.

При освещении естественным светом свет, рассеянный молекулами воздуха, должен быть, согласно теории Релея, частично поляризованным. Для степени поляризации рассеянного света теория Релея дает выражение

$$P(\varphi) = \frac{I_s(\varphi) - I_p(\varphi)}{I_s(\varphi) + I_p(\varphi)} = \frac{\sin^2\varphi}{1 + \cos^2\varphi}, \quad (7)$$

где I_s — сила света с колебаниями, перпендикулярными плоскости наблюдения (под плоскостью наблюдения понимается плоскость, проходящая через направление распространения первичного пучка и направление наблюдения рассеянного света), I_p — сила света с колебаниями в плоскости наблюдения.

Как следует из выражения (7), поляризация рассеянного света равна нулю при $\varphi = 0^\circ$ и $\varphi = 180^\circ$ и составляет 100% при $\varphi = 90^\circ$.

Выражение для показателя рассеяния в случае молекулярного рассеяния имеет вид

$$\begin{aligned} \rho_{\lambda}(\varphi) &= 2\pi \int_0^{\pi} \rho_{\lambda}(\varphi) \sin\varphi d\varphi = 2\pi \int_0^{\pi} \frac{\pi^2(n^2-1)^2}{2\lambda^4N}(1 + \cos^2\varphi) \sin\varphi d\varphi = \\ &= \frac{8\pi^3}{3N\lambda^4}(n^2-1)^2 \end{aligned}$$

или, так как $n \approx 1$,

$$\rho_{\lambda} \approx \frac{32\pi^3}{3N\lambda^4}(n-1)^2. \quad (8)$$

Согласно полученному выражению (8), для случая молекулярного рассеяния имеет место очень сильная зависимость интенсивности рассеяния от длины волны лучистой энергии, так как интенсивность рассеяния обратно пропорциональна четвертой степени длины волны падающей радиации.

Наблюдения за ослаблением прямой солнечной радиации в атмосфере показывают, что при условии максимальной чистоты и сухости воздуха ослабление солнечной радиации почти целиком обусловлено ре-

леевским рассеянием. Но наблюдения также показали, что даже в условиях очень чистой и сухой атмосферы не получается полного соответствия наблюдаемых и релеевских закономерностей рассеяния. Так, в частности, в реальной атмосфере никогда не получается полной поляризации рассеянного под углом $\varphi=90^\circ$ света. Даже лабораторные измерения поляризации дают максимальное значение $\rho(\varphi)=92\%$ при $\varphi=90^\circ$.

Как было установлено Кабанном и И. И. Тихановским, в условиях чистой атмосферы подобные отклонения в значениях степени поляризации могут быть объяснены влиянием анизотропии молекул. Теория молекулярного рассеяния, построенная с учетом анизотропии молекул, приводит к следующему выражению для показателя рассеяния:

$$\rho_\lambda = \frac{32\pi^3 (n-1)^2}{3\lambda^4 N} \frac{6 + 3\delta}{6 - 7\delta}, \quad (9)$$

где δ — так называемый фактор деполяризации, или анизотропии.

Величина δ для воздуха составляет в среднем 0,042. Это приводит к увеличению показателя рассеяния по сравнению с релеевским на 7,3%.

Поскольку в выражение для ρ_λ входят величины показателя преломления воздуха n и числа частиц в единице объема N , зависящие от метеорологических условий, т. е. от температуры, давления и влажности, постольку и показатель молекулярного рассеяния зависит от метеорологических условий.

Если обозначить через $\rho_{0\lambda}$ показатель молекулярного рассеяния для нормальных метеорологических условий ($t=0^\circ\text{C}$, $P=760$ мм рт. ст. и относительная влажность равна 0%), то для каких-то других значений температуры, давления и относительной влажности показатель рассеяния будет равен

$$\rho_\lambda = \rho_{0\lambda} \frac{273,2 (P - 0,378e)^2}{760TP}, \quad (10)$$

где P — давление в миллиметрах рт. ст., e — упругость водяного пара в миллиметрах рт. ст., T — температура в градусах Кельвина.

Как показывают вычисления по этой формуле, величина показателя рассеяния ρ_λ для реальных метеорологических условий зависит в первую очередь от температуры и давления и в гораздо меньшей степени от влажности. Для отрицательных температур зависимость ρ_λ от влажности можно даже не учитывать. При изменении температуры от -20 до $+30^\circ\text{C}$ и давления от 720 до 770 мм величина ρ_λ может отличаться от величины $\rho_{0\lambda}$ на 15—17%.

Определим величину показателя молекулярного рассеяния для нормальных условий, принимая $T=0^\circ\text{C}$, $P=760$ мм, $N_0=2,687 \cdot 10^{19}$ и $\delta=0,042$:

$$\rho_{0\lambda} = 1,321 \cdot 10^{-12} \frac{(n_0-1)^2}{\lambda^4} \text{ км}^{-1}, \quad (11)$$

где λ выражено в сантиметрах.

Если $\lambda=550$ ммк, то при нормальных условиях $(n_0-1)=0,0002778$, $\rho_0=0,0112 \text{ км}^{-1}$. Это соответствует метеорологической дальности видимости $S_{\text{ред}}$ в релеевской атмосфере

$$S_{\text{ред}} = \frac{3}{\alpha_0} = 268 \text{ км},$$

так как $\rho_0 = \alpha_0$, а $\alpha_0 = \frac{\ln \frac{1}{\varepsilon}}{S_{\text{ред}}}$, где ε — порог контрастной чувствительности, равный 0,05.

В реальной атмосфере, особенно вблизи земной поверхности, постоянно находятся взвешенные твердые и жидкие частицы, размеры которых не только сравнимы с длиной волны света, но и могут значительно ее превышать. К ним относятся отдельные облачные элементы, капли дождя и тумана, пылинки, мельчайшие капельки, составляющие дымку, и т. д.

Рассеяние лучистой энергии на частицах, размеры которых сравнимы с длиной волны, происходит значительно сложнее, чем в случае молекулярного рассеяния. Наиболее важное исследование в области теории рассеяния излучения на отдельных больших частицах было выполнено Ми [2], который рассмотрел общую задачу дифракции плоской электромагнитной волны на сфере любого размера и показателя преломления n .

Теоретические исследования ряда отечественных и иностранных ученых [3—13] позволили привести уравнения электромагнитной теории рассеяния к такому виду, что ими можно было пользоваться для точных расчетов.

В своей работе Ми показал, что при падении на сферическую частицу плоской электромагнитной волны на поверхности частицы возникает сложная система электромагнитных колебаний, которые и распространяются затем по всем направлениям. Возникшее при рассеянии излучение оказывается очень сложным и может быть представлено как результат сложения конечного числа парциальных волн, число которых возрастает с увеличением размеров частиц (по сравнению с длиной волны излучения).

Интенсивность рассеянного света в этом случае может быть представлена в виде бесконечного ряда, члены которого и дают интенсивность указанных выше парциальных волн. Формулы для силы света, рассеянного частицей при освещении ее естественным светом единичной интенсивности, можно записать в виде [3]

$$I_s(\Theta) = \frac{\lambda^2}{8\pi^2} i_1 = \frac{\lambda^2}{8\pi^2} \left[\sum_{l=1}^{\infty} (c_l Q_l + b_l S_l) \right]^2,$$

$$I_p(\Theta) = \frac{\lambda^2}{8\pi^2} i_2 = \frac{\lambda^2}{8\pi^2} \left[\sum_{l=1}^{\infty} (c_l S_l + b_l Q_l) \right]^2,$$

где $I_s(\Theta)$ — сила света частицы с колебаниями, перпендикулярными плоскости наблюдения, $I_p(\Theta)$ — сила света частицы с колебаниями в плоскости наблюдения, λ — длина волны излучения, Q_l и S_l — комплексные функции, выражающиеся через шаровые и бесселевы функции, c_l и b_l — коэффициенты, зависящие от величин

$$a = \frac{2\pi r}{\lambda} \text{ и } \beta = na,$$

где r — радиус частицы, n — показатель преломления частицы относительно окружающей среды, Θ — угол между направлением наблюдения рассеянного света и направлением от частицы на источник света.

С углом рассеяния φ угол Θ связан соотношением

$$\Theta = 180 - \varphi.$$

Полная сила света, рассеянного частицей под углом Θ , будет равна

$$I(\Theta) = I_s(\Theta) + I_p(\Theta) = \frac{\lambda^2}{8\pi^2} (i_1 + i_2).$$

При освещении естественным светом рассеянный частицей свет будет частично поляризованным, причем степень поляризации

$$P(\theta) = \frac{I_s(\theta) - I_p(\theta)}{I_s(\theta) + I_p(\theta)}. \quad (12)$$

Закономерности рассеяния света на больших частицах оказываются существенно иными, чем закономерности релеевского рассеяния: большие частицы рассеивают преимущественно вперед (так называемый эффект Ми), а зависимость показателя рассеяния от длины волны света оказывается иной и более сложной, чем в случае молекулярного рассеяния.

Для показателя рассеяния, рассчитанного на одну частицу, можно, очевидно, написать формулу

$$\rho_\lambda = 2\pi \int_0^\pi I(\theta) \sin \theta d\theta = \frac{2\pi\lambda^2}{8\pi^2} \int_0^\pi (i_1 + i_2) \sin \theta d\theta.$$

Обозначив $\frac{1}{a^2} \int_0^\pi (i_1 + i_2) \sin \theta d\theta = K(a)$ и $a = \frac{2\pi r}{\lambda}$, получим $\rho_\lambda = \pi r^2 K(a)$ или, так как $\alpha_\lambda = \rho_\lambda$, $\alpha_\lambda = \pi r^2 K(a)$. Величина $K(a)$, называемая также коэффициентом ослабления, равна отношению энергии, рассеянной частицей по всем направлениям, к энергии, падающей на поперечное сечение частицы. $K(a)$ является функцией a и относительного показателя преломления частицы n [3].

Если в единице объема имеется N частиц, рассеивающих энергию независимо друг от друга, то показатель рассеяния для этих частиц $\rho_{\lambda N} = N\rho_\lambda$.

При условии, если частица мала по сравнению с длиной волны излучения ($a \ll 1$) и показатель преломления частицы n невелик ($na < 1$), формулы Ми для интенсивности рассеянного света переходят в формулы Релея. Необходимо подчеркнуть, что если условие $na < 1$ не будет выполнено, то как индикатриса рассеяния, так и все остальные величины, описывающие рассеяние, будут существенно отличаться от релеевских, хотя размер частицы и будет значительно меньше длины волны излучения [3, 4].

Большие частицы, содержащиеся в качестве примесей в атмосфере, можно разделить на две категории:

- 1) непрозрачные (пыль, $n = \infty$);
- 2) прозрачные (капли, являющиеся водным раствором различных солей, кристаллики льда и т. д.).

Соответственно различными будут и закономерности рассеяния лучистой энергии на этих двух категориях частиц, а также различным будет и вид функции $K(a)$.

На рис. 1 представлен график $K(a)$ для абсолютно отражающих ($n = \infty$) шаровых частиц по данным Гетца, уточненным К. С. Шифриным [3]. Как видно из рис. 1, кривая $K(a)$ имеет колебательный характер. Для предельно больших частиц, когда $a \rightarrow \infty$, $K(a) \rightarrow 2$. Легко понять, что наклоном кривой $K(a)$ показывает, как сильно зависит показатель ослабления от длины волны при неизменном размере частиц.

Представим показатель ослабления в виде

$$\alpha_\lambda = c\lambda^{-b},$$

где c и b — некоторые постоянные.

Очевидно, что в области подъема кривой $K(a)$ величина $b > 0$ и в точке максимума $b = 0$. В области спада кривой $b < 0$. С увеличением

размера частицы при неизменной длине волны $b \rightarrow 0$, т. е. интенсивность рассеяния на больших по сравнению с длиной волны поглощающих частицах не зависит от длины волны излучения.

В удаленных от промышленных центров районах основными рассеивающими свет частицами являются диэлектрические прозрачные частицы: капельки водных растворов различных солей, в основном NaCl , а также MgCl_2 . Остановимся на закономерностях рассеяния лучистой энергии диэлектрическими частицами сферической формы, сравнимыми с длиной волны.

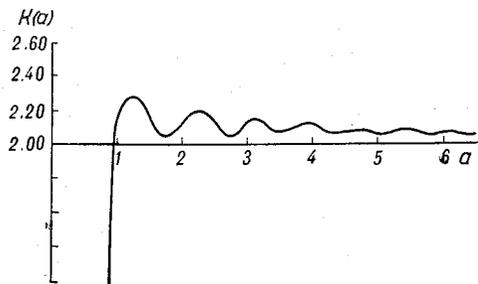


Рис. 1. Функция $K(a)$ для абсолютно отражающей шаровой частицы.

Вид функции $K(a)$ для капель воды ($n=1,33$), по данным Хютона и Чолкера [7], изображен на рис. 2. Как видно из рис. 2, кривая $K(a)$ имеет колебательный характер. Первый главный максимум имеет место при $a=6$. При $a \rightarrow \infty K(a) \rightarrow 2$, как и в случае абсолютно отражающих частиц при $n = \infty$.

Такое предельное значение $K(a)$ противоречит представлениям геометрической оптики. Действительно, выше было указано, что $K(a)$ дает отношение энергии, рассеянной частицей по всем направлениям, к энергии, падающей на площадь поперечного сечения частицы. Тогда,

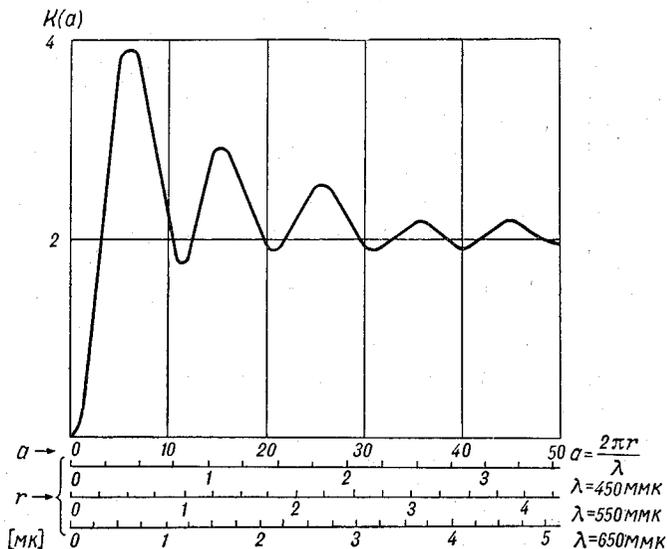


Рис. 2. Функция $K(a)$ для прозрачной диэлектрической частицы с $n=1,33$.

согласно геометрической оптике, при $a \rightarrow \infty K(a)$ должно стремиться к единице. Как уже указывалось в § 4 главы II, этот вопрос был подробно рассмотрен К. С. Шифриным [3], который показал, что противоречие с геометрической оптикой объясняется дифракционными явлениями. Весь рассеянный большой частицей ($a \gg 1$) свет можно условно разделить на две равные части:

1) свет, падающий внутри контура частицы и рассеиваемый ею по всем направлениям. Величина его равна πr^2 (при $I_0=1$);

2) свет, дифрагированный контурами частицы. Он распространяется в основном в пределах узкого конуса около направления вперед в угле $\beta \approx \frac{\lambda}{r}$. Величина дифрагированного потока равна также πr^2 .

На рис. 2 кривую $K(a)$ для прозрачных частиц условно можно разделить на три части:

1) от $a=0$ до a , соответствующего первому максимуму кривой $K(a)$, т. е. до $a=6$. Это соответствует $r \approx \lambda$. В этой области показатель ослабления $\alpha_\lambda = \pi r^2 K(a)$ возрастает с уменьшением длины волны при неизменном радиусе рассеивающих частиц ($b > 0$ в формуле $\alpha_\lambda = c\lambda^{-b}$). В реальной атмосфере этому случаю соответствует рассеяние видимого света в дымке; выражение для показателя ослабления тогда примет

вид $\alpha_\lambda = \pi \int_{r=0}^{\infty} K_r(a) N_r r^2 dr$, где N_r — число частиц в единице объема с радиусом от r до $r+dr$, $K_r(a)$ — значение функции $K(a)$ для частиц с радиусом r ;

2) $a > 40 \div 50$, где $K(a)$ является уже практически постоянной величиной, равной 2. В этой области показатель ослабления α практически не зависит от длины волны ($b \approx 0$). В реальной атмосфере к этому случаю ближе всего рассеяние света в туманах и облаках, для которых

$$\alpha = 2\pi \int_{r=0}^{\infty} N_r r^2 dr;$$

3) промежуточная область $6 < a < 40 \div 50$. Здесь показатель ослабления может как возрастать, так и уменьшаться с уменьшением длины волны ($b \geq 0$).

Эти три области, хотя и не так ярко выраженные, наблюдаются и при рассеянии света в реальной атмосфере, где рассеяние всегда происходит на частицах не одного какого-то радиуса, а на совокупности частиц различных размеров.

В последние годы появилось много работ теоретического характера, посвященных исследованию влияния полидисперсных аэрозольных систем с различными параметрами распределения на функцию рассеяния [14—24, 28, 80]. Теория Ми позволяет рассчитать функцию рассеяния для любого диапазона изменения размеров частиц естественного аэрозоля и их любого показателя преломления — вещественного и комплексного. Эти расчеты связаны с большими трудностями как математического характера (в связи с появлением электронных счетных машин расчеты сильно облегчены), так и принципиально физического характера. Для расчетов необходим выбор не только кривой, характеризующей распределение частиц по размерам, но и параметров этой кривой по абсолютной величине. Вопрос о выборе показателя преломления частиц естественного аэрозоля, на которых происходит рассеяние, также очень существен при расчетах.

В качестве функции распределения частиц по размерам, характеризующей состояние аэрозоля в дымках, обычно используется найденная Юнге [25] зависимость

$$\frac{dN}{d \lg r} = Cr^{-\nu}, \quad (13)$$

где r — радиус частичек, N — число частичек, отнесенное к $d \lg r$ в 1 см^3 , C — параметр, зависящий от общего числа частичек.

Многочисленные эксперименты показали, что для частиц, радиус которых лежит между 0,1—10 мк, показатель степени ν большей частью принимает значение 3, однако могут наблюдаться и отклонения — $2,5 \leq \nu \leq 4,0$ [26].

Считается, что зависимость (13) лучше всего соответствует современным представлениям о структуре естественного аэрозоля в приземном слое атмосферы в дымках [14].

Вопрос о выборе показателя преломления частиц аэрозоля, значение которого должно быть заложено в расчет атмосферной функции

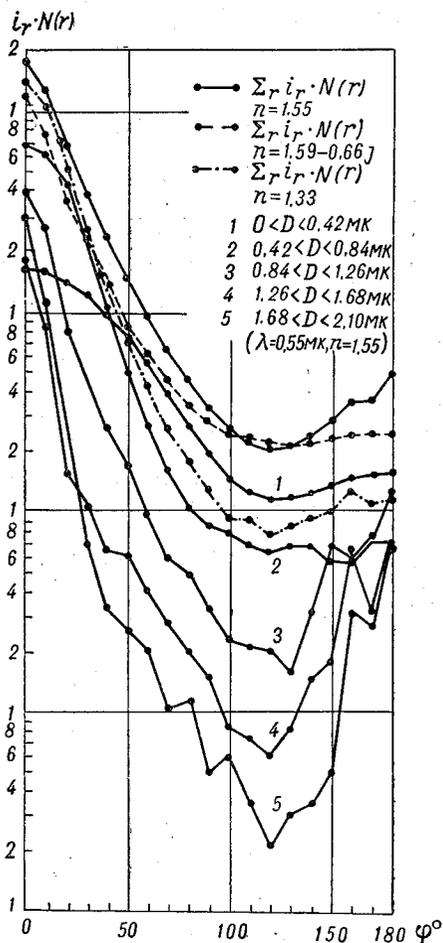


Рис. 3. Индикатрисы рассеяния для кривой распределения частиц по размерам $N \approx r^{-4}$ по Юнге по данным [16].

рассеяния, до сих пор обсуждается в мировой литературе. Так, Бульрих и Де Бари [18—21] на основе измерений Юнге [25, 26], который показал, что твердая компонента над материками в основном солевого происхождения, положили в своих расчетах $n=1,50$. Фольц [27] на основе измерений показателя преломления выпаренных осадков и исследований зависимости показателя преломления от влажности нашел, что среднее значение коэффициента преломления тоже составляет 1,50. Шифрин [3], Дермиджан [28] и др. за коэффициент преломления аэрозольных частиц принимают 1,33, так как полагают, что большинство частиц, взвешенных в воздухе, размером от 0,05 до 1 мк покрыто водяной пленкой и в этом случае по своим оптическим свойствам подобно каплям воды [29]. Фен [16] в своих расчетах функции рассеяния берет три значения показателя преломления: 1,33 для капель воды, 1,55 для частичек атмосферного аэрозоля и комплексный показатель преломления для угольных частиц с большим показателем поглощения, присутствие которых характерно для воздуха промышленных районов.

Как показано в [14, 16, 17—19], вид функции рассеяния как по форме, так и по абсолютной величине интенсивности рассеянного света существенно зависит от того, какое значение n или ν закладывается при расчете. На рис. 3 представлены результаты расчета индикатрис рассеяния, произведенного Феном [16] для трех показателей преломления ($n=1,33$, $n=1,55$ и $n=1,59-0,66j$) и кривой распределения по размерам $N \approx \frac{1}{r^4}$ для области изменения параметра $a = \frac{2\pi r}{\lambda}$: $0,0 < a < 12,0$, что при $\lambda=0,55$ мк соответствует изменению диаметра частичек от 0 до 2,1 мк ($0,0 < 2r < 2,1$ мк).

Как следует из рис. 3, индикатрисы рассеяния, рассчитанные для

различных значений n , заметно отличаются друг от друга. Так, индикатриса рассеяния для поглощающих частиц характерна уменьшением количества рассеянного света назад. Для индикатрисы, соответствующей рассеянию на каплях воды, заметно общее уменьшение интенсивности рассеянного света для всех углов. Также существенно будет отличаться функция рассеяния, рассчитанная для различных пределов измерения n_1 и n_2 (см. кривые 1—5). Отметим, что, чем больше размер частичек, на которых происходит рассеяние света, тем более выражен минимум рассеяния в углах $\varphi = 90 \div 120^\circ$.

Реальная атмосфера не бывает особенно прозрачной. В средних широтах при нормальном атмосферном давлении весьма редко можно наблюдать коэффициент прозрачности 0,95 на 1 км. Главной причиной пониженной прозрачности атмосферы является присутствие в нижних слоях ее рассеивающих частиц сравнительно крупных размеров.

Как указывалось выше, рассеяние света в атмосфере складывается из релеевского рассеяния на молекулах газов, присутствующих в атмосфере, и рассеяния, которое зависит от размеров, формы, показателя преломления и электрических свойств взвешенных в воздухе частиц аэрозолей.

В реальной атмосфере физические свойства аэрозоля меняются как во времени, так и в пространстве весьма существенно: распределение частиц по размерам и число частиц в единице объема воздуха, а также вещества, из которых они состоят, обычно неизвестны. В связи с этим теоретические расчеты показателя ослабления и индикатрисы рассеяния света в реальной атмосфере, как указывалось выше, очень трудны. Поэтому наиболее естественным путем изучения этого явления являются экспериментальные исследования рассеяния света в реальной атмосфере, дающие возможность наиболее полно осветить этот вопрос.

Экспериментальных исследований рассеяния света значительно меньше, чем теоретических, в особенности это касается рассеяния света воздухом в приземном слое атмосферы. Это можно прежде всего объяснить отсутствием необходимой аппаратуры, пригодной для систематической работы в полевых условиях. До сих пор все исследования проводились путем измерения яркости рассеянного света от луча прожектора под различными углами к направлению распространения света. Эта методика требует создания стационарной громоздкой базовой установки, сложной в использовании.

Заметим, что в настоящей работе мы не будем касаться исследования функции рассеяния света всей атмосферы по измерениям яркости дневного неба. Речь будет идти о рассеивающих свойствах воздуха в приземном слое атмосферы. Хотя, как будет показано ниже, эти свойства могут быть распространены и на более высокие слои атмосферы при условии, если последние будут обладать теми же характеристиками, что и рассматриваемый объем воздуха в приземном слое атмосферы, например одинаковым коэффициентом прозрачности.

Результаты немногочисленных исследований различных авторов часто не согласуются друг с другом. Так, Хельберт [30] из серии двух рядов измерений метеорологической дальности видимости от 5 до 20 км получил соотношение количества света, рассеянного вперед и назад, 10:1, что совпадает со старыми данными, полученными Рокаром. Однако эти результаты не совпадают с данными, полученными Бульрихом [31], Регером и Зидентопфом [32] и Бульрихом и Мёллером [33] в 1943—1944 гг., обнаружившими для этого интервала прозрачности соотношение количества света, рассеянного вперед и назад, 100:1.

Фойтцик и Цшаек [34] в 1953 г. получили результаты, близкие к результатам [31—33]. В. Ф. Белов [35] опубликовал в 1956 г. результаты своих исследований, которые резко не совпадают с данными [31—33]; он не обнаружил зависимости индикатрисы рассеяния от прозрачности. Эпизодические измерения индикатрис рассеяния были сделаны Бульрихом в туманах [36], Притчардом и Эллиотом [37], Феном [16] и П. Н. Бойко, Г. Ш. Лифшицем и Т. П. Тороповой [38].

Как правило, все измерения индикатрис рассеяния производились в небольших интервалах прозрачности, а затем результаты наблюдений экстраполировались на весь диапазон прозрачности. Например, Регер и Зидентопф [32] из четырех серий измерений (проведенных в течение четырех следующих друг за другом дней) получили одну и ту же аэрозольную составляющую функции рассеяния и, положив ее и дальше не зависящей от прозрачности атмосферы, рассчитали индикатрисы рассеяния света для интервала прозрачности от $S=5$ км до $S=100$ км как сумму аэрозольной и релеевской составляющих. Форма этих индикатрис рассеяния света мало зависит от прозрачности атмосферы, несколько отличаясь лишь в области углов от $\varphi=80^\circ$ до $\varphi=180^\circ$ ($\varphi=0$ — направление падающего света).

Результаты безукоризненной в экспериментальном отношении работы Фойтцика и Цшаека [34] получены на основании измерения лишь 31 индикатрисы рассеяния при метеорологической дальности видимости S , менявшейся от 0,7 до 70 км.

В мировой литературе имеется лишь весьма небольшое число работ, посвященных экспериментальному исследованию индикатрис рассеяния в туманах. Часть из них произведена в искусственных туманах, например ранние работы Г. И. Покровского [3] и др., и лишь работы [36, 37, 39] посвящены измерению индикатрисы рассеяния в естественном тумане. Однако объем полученного материала был мал, и потому эти работы не дают возможности получить надежные данные о функции рассеяния, характеризующие то или иное состояние атмосферы в условиях тумана.

Исследование связи индикатрисы рассеяния с кривой распределения капель по размерам в естественных туманах вообще не проводилось; в работе [36] высказывались лишь предположения о том, какие капли должны присутствовать в воздухе для того, чтобы индикатриса рассеяния имела радугоу вблизи $\varphi=140^\circ$.

Несоответствие результатов, полученных различными авторами, следует объяснять не только отдельными недостатками той или иной методики исследования, но и различными условиями наблюдения, при которых никогда неизвестны ни количество, ни вещество частиц, взвешенных в атмосфере, ни распределение их по размерам. Последнее обстоятельство требует для получения надежных данных о функции рассеяния света в приземном слое атмосферы больших рядов наблюдений, произведенных при различных метеорологических условиях в различных географических пунктах.

Целью настоящей работы явилось дальнейшее уточнение результатов работ предыдущих авторов, а именно: получение индикатрис рассеяния света во всем диапазоне изменения прозрачности атмосферы, изучение зависимости изменения формы индикатрисы рассеяния от прозрачности атмосферы при различных метеорологических и географических условиях, установление средней формы индикатрисы рассеяния для данной прозрачности атмосферы и определение пределов ее колебания — устойчивости для одной и той же прозрачности атмосферы.

§ 2. Методика измерения индикатрис рассеяния света

Для измерения индикатрис рассеяния воздуха был использован нефелометр с переменным углом наблюдения ИФ-14, разработанный Н. Э. Ритынем и В. П. Лазаревым [40] в Государственном оптическом институте им. С. И. Вавилова.

Оптическая схема нефелометра ИФ-14 показана на рис. 4. Осветитель 1 посылает направленный пучок света. Свет, рассеянный воздухом, измеряется в вертикальной плоскости (по верхней полуокружности) при помощи визирной коленчатой трубы 2, вращающейся вокруг оси AA и устанавливаемой под разными углами φ к оси осветителя. Поле

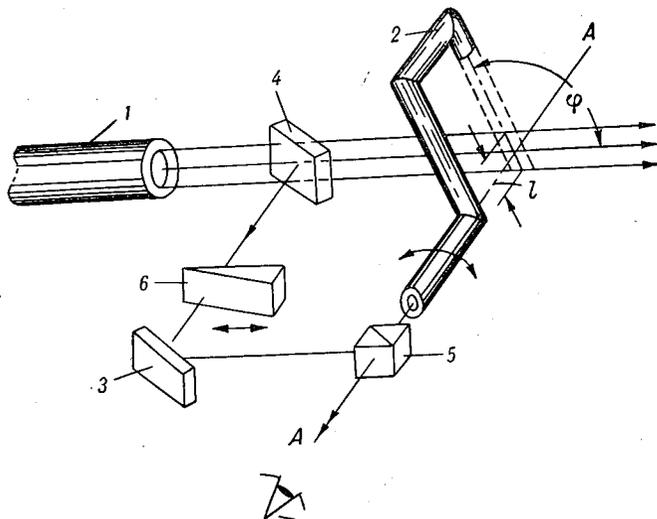


Рис. 4. Принципиальная оптическая схема нефелометра ИФ-14.

сравнения служит пластинка 3, освещаемая посредством светоделительной пластинки 4 и наблюдаемая с помощью фотометрического кубика 5. Освещенность пластинки 3 меняется с помощью фотометрического клина 6. Измерения сводятся к уравниванию яркости пластинки сравнения с яркостью света, рассеиваемого воздухом при различных углах φ .

Яркость света, рассеянного под углом φ , выражается формулой

$$B_{\varphi} = \rho(\varphi) E l, \quad (14)$$

где E — нормальная освещенность в месте измерения, l — толщина рассеивающей среды в направлении наблюдения, $\rho(\varphi)$ — коэффициент, характеризующий рассеяние света под углом φ между направлениями распространения падающего и рассеянного света в данной среде ($\varphi=0$ — направление падающего света).

$\rho(\varphi)$ называется коэффициентом рассеяния и имеет размерность, обратную длине:

$$\rho(\varphi) = \frac{B_{\varphi}}{E} \frac{1}{l}. \quad (15)$$

Очевидно, что при постоянных значениях E и l яркость B_{φ} , так же как и коэффициент $\rho(\varphi)$, определяется рассеивающими свойствами среды. При освещении неполяризованным светом рассеяние света сим-

метрично относительно оси первичного пучка и $B_\varphi = f(\varphi)$ в пределах $0^\circ < \varphi < 180^\circ$ характеризует пространственное распределение рассеянного света и называется индикатрисой рассеяния.

Зная индикатрису рассеяния, можно для не поглощающей и рассеивающей свет среды вычислить показатель рассеяния ρ , связанный с коэффициентом $\rho(\varphi)$ зависимостью (1).

Заменив в формуле (15) освещенность E яркостью B_0 идеально рассеивающей поверхности с коэффициентом отражения, равным единице, и освещенной также по нормали, получим выражение для $\rho(\varphi)$

$$\rho(\varphi) = \frac{B_\varphi}{B_0} \frac{1}{\pi l}. \quad (16)$$

Отношение $\frac{B_\varphi}{B_0}$ входящее в выражение (16), определяется косвенно по сравнению с яркостью B_c пластинки 3. Величина B_0 находится из соотношения $\frac{B_c}{B_0} = k$, определяемого при градуировке прибора, в котором k постоянная. При фотометрическом равновесии яркость B_φ объекта измерения может быть заменена произведением

$$B_\varphi = B_c T_\varphi,$$

где T_φ — коэффициент пропускания клина b и, следовательно,

$$\frac{B_\varphi}{B_0} = k T_\varphi,$$

откуда коэффициент рассеяния

$$\rho(\varphi) = \frac{k}{\pi l} T_\varphi. \quad (17)$$

Выражение (17) является исходным при вычислении коэффициента рассеяния $\rho(\varphi)$.

Подставив (17) в (1) и полагая $l = \text{const}$, получим выражение для расчета показателя рассеяния ρ по индикатрисе рассеяния света, измеренной на нефелометре,

$$\rho = \frac{k}{\pi l} \int_0^{2\pi} T_\varphi d\omega.$$

Обработка результатов измерений с целью получения показателя рассеяния ρ производится либо способом равных телесных углов, либо способом угловых коэффициентов так, как это принято в светотехнической практике для вычисления световых потоков.

Общий вид нефелометра ИФ-14 со стороны осветителя показан на рис. 5. Прибор состоит из трех основных частей: осветителя O , фотометра Φ и устройства $У$ для фиксации отсчетов. Осветитель дает пучок света, который по вертикали ограничивается внешней поворотной диафрагмой 1. Диафрагма расположена параллельно оптической оси коленчатой трубы 2 и соединена с ней так, что при всех положениях сохраняется параллельность между диафрагмой и направлением наблюдения. Благодаря этому толщина l рассеивающего слоя остается постоянной, равной высоте отверстия диафрагмы. В связи с этим отпадает необходимость введения поправок на толщину l . Кроме того, диафрагма выделяет наиболее равномерную часть светового пучка.

Яркость рассеянного света измеряется на фоне черного тела, представляющего собой полость 3 на рис. 5, в котором под углом 45° к на-

правлению наблюдения помещена полированная пластинка темного стекла. Другая такая же пластинка 4 (рис. 5) служит для гашения первичного луча после его использования.

Результаты измерений могут быть получены из отсчетов по шкале клина (относительная яркость) и шкале коленчатой трубы (угол поворота), а также могут быть зафиксированы на бланке с помощью записывающего устройства. По оси ординат бланка нанесена в логарифмическом масштабе относительная яркость, пропорциональная коэффициенту рассеяния $\rho(\varphi)$. При повороте коленчатой трубы бланк перемещается параллельно оси абсцисс, а при движении клина 6 (рис. 4) игла, с помощью которой производится накол при фотометрическом равновесии, перемещается вдоль оси ординат.

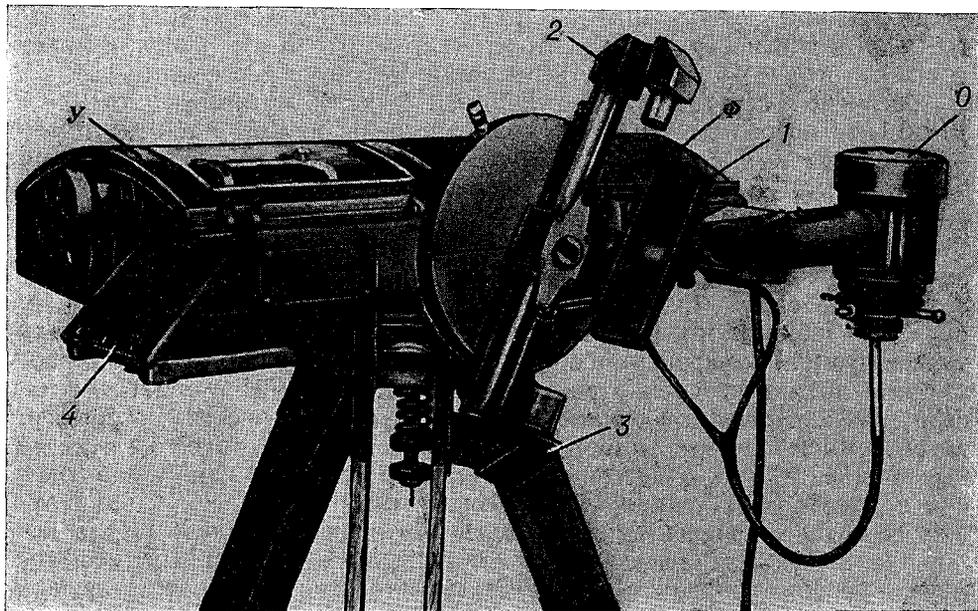


Рис. 5. Общий вид нефелометра ИФ-14.

Фотометрический клин позволяет измерить стократное изменение яркости. Для расширения диапазона измерений в приборе имеется нейтральный светофильтр, переключаемый при необходимости в любой из сравниваемых световых пучков. Тогда весь диапазон измеряемых яркостей составляет четыре порядка, что практически обеспечивает измерения при любом помутнении атмосферы.

Конструкция прибора позволяет измерять индикатрисы в интервале углов φ от 16° до 164° .

Изменение режима работы лампы не нарушает соотношения освещенности в обеих пучках и не влияет на результат измерений, так как освещение исследуемого воздуха и освещение пластинки сравнения производится одним источником — лампой накаливания. Это очень облегчает работу с прибором в полевых условиях.

Градуировка прибора сводится к установлению постоянной прибора k с помощью соответствующего выбора элементов фотометрической схемы и к определению коэффициентов пропускания светофильтров и фотометрического клина. Проверка постоянной k производилась с помощью специального эталона мутности, коэффициент рассеяния $\rho(\varphi)$

которой известен. Эталон мутности выполнен в виде параллелепипеда из оптического стекла, помещенного в коробку с двумя отверстиями. Через одно из них эталон, установленный в специальном гнезде на коленчатой трубке, освещается пучком света от осветителя, а через другое наблюдается рассеяние света в стекле. Для повышения точности измерения постоянной прибора k одновременно с эталоном мутности нами была использована пластинка, покрытая окисью магния, отражение от которой под углом 45° тоже промерялось. В дальнейшем в процессе измерений индикатрис рассеяния сохранность градуировки прибора периодически проверялась с помощью эталона мутности.

При измерении индикатрис рассеяния всегда в первую очередь встает вопрос о величине рассеивающего объема. Размер рассеивающего объема, с одной стороны, должен быть достаточно велик для того, чтобы не сказывались флуктуации рассеяния на отдельных частицах, с другой — он должен быть таков, чтобы на результате измерения индикатрисы рассеяния не сказался эффект многократного рассеяния.

Согласно расчетам ван де Хюлста [4], если оптическая толщина $al < 0,1$, то преобладает однократное рассеяние; для $0,1 < al < 0,3$ может быть необходима поправка на рассеяние второго порядка. Для еще больших значений оптической толщины приобретает значение весь комплекс эффектов многократного рассеяния.

В нашем случае максимальное значение α , при котором производилось измерение индикатрис рассеяния, составляло 15 км^{-1} , толщина рассеивающего слоя — 1,6 см, что соответствовало $al = 2,5 \cdot 10^{-4} \text{ км}^{-1}$, т. е. случаю однократного рассеяния. С другой стороны, можно считать также, что при измерениях индикатрис рассеяния мы имеем дело с рассеянием полидисперсной аэрозольной системы в целом со всеми ее свойствами, соответствующими данным метеорологическим условиям, которые имеют место в момент измерения, а не с рассеянием на отдельных частичках. Как будет показано ниже, результаты наших наблюдений индикатрис рассеяния хорошо согласуются с измерением индикатрис по яркости прожекторного луча [34] и по яркости неба [41], а величины показателя рассеяния ρ , вычисленного по данным нефелометра, хорошо совпали с результатами измерений показателя ослабления α , полученными другими методами с использованием других приборов.

При измерениях прибор располагался так, чтобы измеряемый воздух не загрязнялся дымом, пылью, брызгами и другими примесями, не характерными для исследуемого воздуха. Измерения нефелометром производились лишь в темное время суток. Место работы всегда выбиралось так, чтобы оно не освещалось посторонним светом, который может вызвать дополнительное освещение измеряемого воздуха или появление бликов в поле зрения прибора.

Измерения индикатрис рассеяния производились через интервал 10° от $\varphi = 16^\circ$ до $\varphi = 164^\circ$. В конце измерений для контроля наблюдатель вновь возвращался к первой точке и проверял ее. Расхождение между первым и последним измерением не должно было превышать ошибку измерения. Результат одновременных измерений индикатрис рассеяния, выполненных несколькими наблюдателями, показал, что средняя квадратическая ошибка одного измерения $\rho(\varphi)$ колеблется от ± 5 до $\pm 15\%$. При каждом значении угла φ производились три установки на фотометрическое равенство. Если яркость фотометрических полей была мала и измерения становились затруднительными, то число отсчетов повышалось до пяти и более. Основное число измерений производилось двумя наблюдателями, снимающими кривую распределения рассеян-

ного света друг за другом. Это давало возможность исключить ошибки, вызванные субъективными свойствами зрения наблюдателя.

Наблюдения индикатрис рассеяния света в туманах требовали большой тщательности из-за непостоянства тумана как по плотности, так и по спектральному составу аэрозоля. Чтобы иметь уверенность в том, что измерения данной индикатрисы рассеяния относятся к одному и тому же состоянию тумана, обрабатывались лишь индикатрисы рассеяния, полученные либо двумя наблюдателями, работавшими друг за другом, либо одним наблюдателем несколько раз подряд.

Время, необходимое для измерения одной индикатрисы рассеяния, в среднем составляло 15—20 минут, если снимались показания фотометра, и 5 минут при использовании записывающего устройства. Измерение индикатрис в туманах всегда велось с помощью записывающего устройства.

Индикатриса строилась по средним значениям измеренных величин. Не охваченные измерениями участки от 0 до 16° и от 164 до 180° графически экстраполировались.

При экстраполяции индикатрисы рассеяния света с целью получения значения $\rho(0^\circ)$ и $\rho(180^\circ)$ естественно удовлетворить требованию

$$\frac{d\rho(\varphi)}{d\varphi} = 0 \quad (18)$$

при $\varphi=0$ и $\varphi=\pi$. Мы рассматривали функцию $\rho(\varphi) = f(\cos \varphi)$, при этом требование (18) удовлетворяется автоматически.

Практически мы строили индикатрису на функциональной бумаге. По оси абсцисс откладывалась величина $x = \cos \varphi$, по оси ординат — $y = \lg \rho(\varphi)$. По экспериментальным точкам проводилась плавная кривая. В предположении, что число точек достаточно для определения формы кривой, изображающей индикатрису рассеяния, была произведена не только интерполяция между точками, но и экстраполяция на значения углов $\varphi=0^\circ$ и $\varphi=180^\circ$.

Метод экстраполяции оказался подтвержденным тем, что вычисленное по плавной кривое значение

$$\rho = 2\pi \int_0^\pi f(\cos \varphi) \sin \varphi d\varphi = 2\pi \int_{-1}^{+1} f(x) dx$$

совпадало с α , измеренным другими методами [42].

Употребление функциональной бумаги для изображения индикатрис удобно, так как условие (1) легко удовлетворяется при $\varphi=0^\circ$ и $\varphi=180^\circ$ [42].

Отметим, что результаты экстраполяции индикатрис указанным способом находятся в полном соответствии с результатами измерений индикатрис в приземном слое атмосферы Фойтцика и Цшаека [34], у которых интенсивность рассеянного света при $\varphi=2,5^\circ$ получается почти такой же, как и при $\varphi=10^\circ$. Согласно теоретическим расчетам [14, 18], интенсивность рассеянного света увеличивается на порядок при изменении угла рассеяния от 10 до 0°. Очевидно, только прямые измерения смогут установить ход интенсивности рассеянного света при малых углах рассеяния.

Что касается определения показателя ослабления α по формуле (1), то пренебрежение малыми углами рассеяния дает ошибку при определении оптической толщины всей атмосферы порядка 4,5—6% [43], а в приземном слое атмосферы, согласно [44], в углах $0^\circ < \varphi < 10^\circ$ и $165^\circ < \varphi < 180^\circ$ содержится 8% всего рассеянного светового потока,

рассчитанного из выражения (1). Это объясняется тем, что при $\varphi < 10^\circ$ произведение $\rho(\varphi) \sin \varphi$ мало и не оказывает значительного влияния на величину α . Это справедливо для всего интервала прозрачности атмосферы, соответствующего так называемым дымкам, от $S=220$ км до $S=1$ км.

Измерения индикатрис рассеяния параллельно с измерением показателя ослабления света атмосферой другими методами показали, что в пределах точности метода вычисленное значение общего показателя рассеяния ρ из выражения (1) совпадало с измеренными значениями α другими методами. Остановимся на этом.

При изучении связи индикатрис рассеяния с прозрачностью атмосферы возник вопрос о проверке достоверности результатов, получаемых при данном методе измерений. Такая проверка оказалась возможной благодаря тому, что, как указывалось выше, для видимого участка спектра в приземном слое воздуха истинное поглощение света ничтожно мало, им можно пренебречь и считать, что ослабление света при прохождении им толщи воздуха вызывается только рассеянием света, т. е. $\alpha = \rho$, где α — показатель ослабления света, а ρ — показатель рассеяния.

Очевидно, что достоверность результатов можно было оценить путем сопоставления величины ρ , вычисленной по данным нефелометра, с результатами измерений α , произведенных другими приборами и методами.

Для этой цели были произведены одновременные измерения индикатрис рассеяния нефелометром ИФ-14 и прямые измерения прозрачности атмосферы с помощью фотоэлектрического измерителя прозрачности ФМ-45, разработанного О. И. Поповым [45, 46], и регистратора прозрачности М-37 В. И. Горышина [47].

Измерения производились на полевой базе Главной геофизической обсерватории в Воейково. Место измерений было выбрано так, что прозрачность атмосферы можно было считать постоянной по всей длине измерительной базы фотоэлектрического регистратора прозрачности (240 м для ФМ-45 [45] и 210 м для М-37 [47]). Это позволило сопоставить значения α , полученные из измерений в небольшом объеме воздуха, с результатами измерений α в толще воздуха длиной 240 м. Для каждой индикатрисы рассеяния по формуле (1) рассчитывался показатель ослабления атмосферы α и метеорологическая дальность видимости $S = \frac{3}{\alpha}$ [48], которые сопоставлялись с одновременно измеренными значениями прозрачности атмосферы, полученными с помощью фотоэлектрических измерителей прозрачности.

Результаты такого сопоставления представлены на рис. 6. По оси ординат отложена метеорологическая дальность видимости S , найденная из измерений индикатрис рассеяния света, по оси абсцисс — метеорологическая дальность видимости S , полученная с помощью фотоэлектрической установки. Если бы оба метода не имели ошибок, экспериментальные точки легли бы на прямую, проходящую через начало координат под углом 45° к осям. Наличие ошибок вызвало разброс экспериментальных точек около прямой.

Пунктирными кривыми отмечен возможный разброс точек, если принять во внимание, что при измерении с помощью нефелометра ИФ-14 относительная ошибка $\frac{\Delta S}{S}$ не превышает $\pm 15\%$; для фотоэлектрической установки [46] она колеблется от 5 до 20% при измерительной базе 480 м и $1,5 \text{ км} \leq S \leq 30 \text{ км}$, для регистратора прозрачности М-37 [47] — от 2 до 10% при $0,5 \text{ км} \leq S \leq 3 \text{ км}$ и измерительной базе 210 м. Как видно

из рис. 6, экспериментальные точки лежат в пределах пунктирных кривых.

Далее были произведены одновременные измерения прозрачности атмосферы нефелометром ИФ-14 и звездным фотометром ГГО [49], выполненные с борта корабля на Черном море.

При определении прозрачности атмосферы звездным фотометром производились измерения освещенности, создаваемой маяком на разных расстояниях. Обработка производилась согласно [49]. Ошибка измерения метеорологической дальности видимости звездным фотометром составляла $\pm 9\%$. Одновременно производились измерения индикатрис рас-

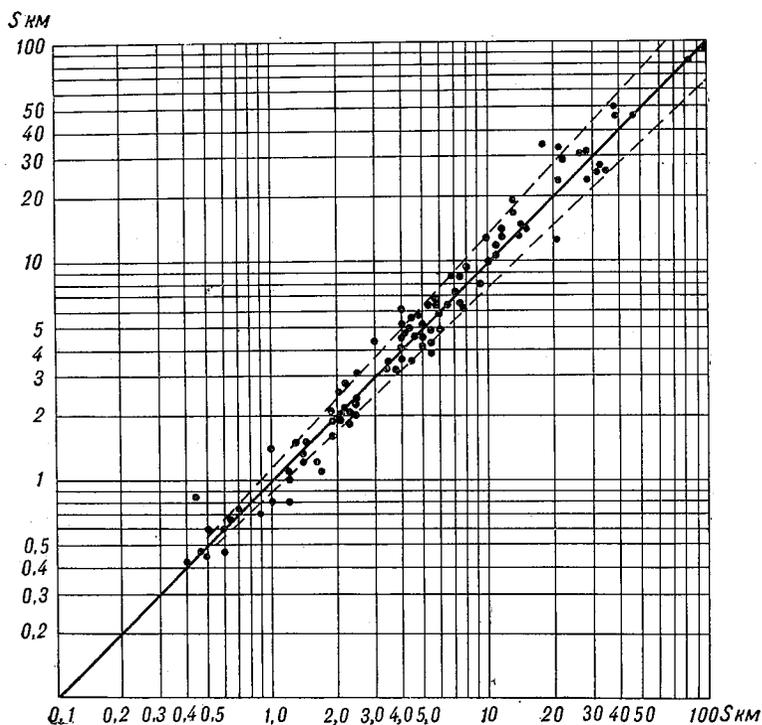


Рис. 6. Сопоставление измерений метеорологической дальности видимости нефелометром ИФ-14 и регистраторами прозрачности М-37 [47] и ФМ-45 [45, 46].

сеяния с помощью нефелометра ИФ-14, установленного на палубе корабля. По полученным индикатрисам рассеяния света рассчитывался показатель ослабления и метеорологическая дальность видимости S . Результаты измерения приведены в табл. 1.

С помощью звездного фотометра было получено среднее значение показателя ослабления α , характерное для слоя воздуха 28 км. Основная особенность нефелометрического метода — измерения в ограниченном объеме и распространение этих данных на большие пространства — была в известной степени учтена тем, что измерения индикатрис рассеяния света (по которым затем рассчитывалось α) производились в отдельных пунктах по мере приближения к маяку. Некоторое систематическое уменьшение величин показателя ослабления при приближении к маяку можно объяснить различной степенью загрязненности воздуха в разных пунктах наблюдения. Однако средние значения показателя ослабления и метеорологической дальности видимости, полученные

с помощью звездного фотометра и нефелометра ИФ-14, близки друг к другу.

Таблица 1

Расстояние от места наблюдения до маяка, км	Вычисленные по индикатрисам значения		Значения α и S , определенные с помощью звездного фотометра
	$\rho = \alpha \text{ км}^{-1}$	$S = \frac{3}{\alpha} \text{ км}$	
28,3	0,181	16,6	$\alpha = \rho = 0,198 \text{ км}^{-1}$ $S = (15 \pm 1,3) \text{ км}$
24,1	0,187	16,0	
20,8	0,214	14,0	
15,2	0,220	13,6	
13,1	0,255	11,7	
10	0,254	11,8	
Среднее	0,218	14	

Хорошее совпадение результатов определения α , полученных тремя совершенно независимыми методами, позволяет обоснованно считать, что нефелометр ИФ-14 с переменным углом наблюдения вполне пригоден для измерения индикатрис рассеяния света воздухом, по которым может быть вычислен затем показатель ослабления атмосферы.

§ 3. Индикатрисы рассеяния света в дымках

В течение 1956—1963 гг. было получено 1020 индикатрис рассеяния света в различных метеорологических и географических условиях при изменении метеорологической дальности видимости от $S=0,2$ до $S=220 \text{ км}$ ($S = \frac{3}{\alpha}$) [39, 50, 51].

Измерения проводились: а) в Ленинградской области на полевой базе Главной геофизической обсерватории в Воейково в течение всего периода измерений и на метеорологической станции Токсово в зимних условиях — в феврале, марте и апреле; б) в Одессе в береговых условиях и на море в октябре (совместно с Г. Я. Башиловым); в) в высокогорной экспедиции АН СССР на Эльбрусе на высоте 3200 м (пик Терскол) и 4000 м (ледовая база) в сентябре; г) в центральной части Атлантического океана вдали от берегов ($38-43^\circ \text{ с. ш.}$, $45-47^\circ \text{ з. д.}$) на судне «Михаил Ломоносов» в апреле под руководством Г. Я. Башилова; д) на Кавказе, в ущелье Цейского ледника, в июле и августе; е) на Памире, в Хороге, на базе Высокогорного ботанического сада Академии наук Таджикской ССР в июле.

Выбор района Цей был связан с большим количеством дней с туманами в этом горном районе. Атмосфера Памира характерна очень низкой влажностью и присутствием в воздухе большого количества пыли. Указанный выбор пунктов измерений позволил охватить весь диапазон изменения метеорологических условий, а именно влажности и прозрачности воздуха, которые имеют место в приземном слое атмосферы.

В табл. 2 приведены данные о влажности и прозрачности атмосферы, которые имели место в момент наблюдений.

Одновременно с измерениями индикатрис рассеяния независимо измерялся показатель ослабления атмосферы α . В некоторых случаях, при большой прозрачности атмосферы ($S > 50 \text{ км}$), α определялось путем

численного интегрирования коэффициента рассеяния $\rho(\varphi)$, согласно выражению (1).

Таблица 2

Место наблюдений	Количество измеренных индикатрис	Относительная влажность, %	Метеорологическая дальность видимости, км
Воейково	446	45—100	0,15—120
Одесса	50	54—95	3—40
Токсово	105	35—100	0,4—80
Эльбрус	182	26—100	10—230
Цей	122	60—100	0,16—50
Хорог	103	11—32	20—120
Атлантический океан (корабль погоды «Михаил Ломоносов»)	12	60—90	5—20

При измерениях рассеяния света в туманах всегда измерялась прозрачность атмосферы регистратором прозрачности М-37 [47]. В обработку брались лишь те индикатрисы рассеяния, для которых показатель ослабления, полученный численным интегрированием индикатрисы рассеяния, совпадал в пределах точности измерения с показателем ослабления α , полученным из измерений регистратором прозрачности.

Метеорологическая дальность видимости рассчитывалась по формуле $S = \frac{3}{\alpha}$. Всегда при измерениях индикатрис рассеяния света отмечались давление, температура и относительная влажность воздуха.

Для анализа в качестве характерного параметра семейства кривых, изображающих индикатрисы рассеяния света при различных условиях, был взят так называемый коэффициент асимметрии светового потока K (Richtungsquotient, по Фойтцику и Цшаеку [34]), т. е. отношение потока рассеянного света в переднюю (по отношению к падающему лучу) полусферу Φ_1 к потоку рассеянного света в заднюю полусферу Φ_2 ,

$$K = \frac{\Phi_1}{\Phi_2} = \frac{\int_0^{\pi/2} \rho(\varphi) \sin \varphi d\varphi}{\int_{\pi/2}^{\pi} \rho(\varphi) \sin \varphi d\varphi}.$$

Для каждой индикатрисы определялся параметр K . Все индикатрисы, имеющие одно и то же значение K , группировались вместе и образовывали один класс.

Отдельные классы индикатрис рассеяния были взяты отличными по K в полтора раза. Было получено 10 классов индикатрис рассеяния, соответствующих различным значениям K . Наряду с делением на классы было обнаружено два типа индикатрис: пологий и так называемый острый, с глубоким минимумом при $\varphi = 110 \div 120^\circ$.

В табл. 3 приведены результаты такой обработки. В первой графе указан номер класса и тип индикатрисы. Пологий тип обозначен числом, соответствующим номеру класса, острый тип — числом, соответствующим номеру класса, с одним или двумя штрихами. Во второй графе указано значение K , в третьей — метеорологическая дальность видимости S , при которой может иметь место данный класс, в четвертой — число измеренных индикатрис, на основании которого получен тот или иной класс, и место измерения: В — Воейково, Т — Токсово, О — Одесса, Э — Эльбрус, Л — «Михаил Ломоносов», Ц — Цей, Х — Хорог (Памир).

На рис. 7—9 приведены кривые, соответствующие различным классам индикатрис. По оси абсцисс отложены углы рассеяния в градусах, по оси ординат — значения нормированной индикатрисы рассеяния

$$\rho^*(\varphi) = \frac{\rho(\varphi)}{2\pi \int_0^\pi \rho(\varphi) \sin \varphi d\varphi}, \quad (19)$$

согласно принятому условию нормирования $\int_{4\pi} \rho(\varphi) d\omega = 1$.

Таблица 3

Класс и тип индикатрис	K	S км	Число измеренных индикатрис и место измерения
1	1	220	13 (Э)
2	1,2—1,5	180—100	33 (Э, В)
3	1,6—2,5	150—50	156 (Э, В, X)
4 4'	2,6—3,5	100—20 50—20	144 (Э, В, Т, О, Ц, X) 11 (Л, О)
5 5'	3,6—5,5	50—10 20—10	134 (Э, В, Т, О, Ц, X) 17 (Л, О, В)
6 6' 6''	5,6—7,4	20—4 10—4 0,8—0,4	84 (В, Т, О, Л, Ц) 8 (В, О) 7 (Т)
7 7' 7''	7,5—11	10—2 4—1 0,8—0,2	64 (В, Т, О) 9 (В, Ц) 26 (В, Т, Ц)
8 8' 8''	11,1—16,5	10—2 3—0,8 0,7—0,2	65 (В, Ц) 18 (В, Ц) 47 (В, Ц)
9 9' 9''	16,6—25	3—1 3—0,8 0,8—0,2	29 (В, Ц) 13 (В, Ц) 16 (В, Ц)
10 10''	25—35	1,5—0,7 0,8	4 (В, Ц) 4 (В, Ц)

На рис. 7 кривая 1, соответствующая значению $K=1$, получена как среднее из 13 индикатрис, измеренных в разное время в течение ночи с 21 на 22 сентября 1957 г. на пике Терскол. Ей соответствовало $\alpha=0,0136 \text{ км}^{-1}$, $S=220 \text{ км}$. В момент наблюдения температура воздуха была 5°C , относительная влажность 26% и давление 704 мб. Средняя квадратическая ошибка измерения $\frac{\Delta\rho(\varphi)}{\rho(\varphi)}$ составляла $\pm 5\%$. Кривая 1 на рис. 7 близка к релейской индикатрисе (кривая 1а), для которой нормированная индикатриса $\rho^*(\varphi) = \frac{3}{16\pi} (1 + \cos^2 \varphi)^1$. Максимальное

$$1 \rho^*(\varphi) = \frac{1 + \cos^2 \varphi}{2\pi \int_0^\pi (1 + \cos^2 \varphi) \sin \varphi d\varphi} = \frac{3}{16\pi} (1 + \cos^2 \varphi).$$

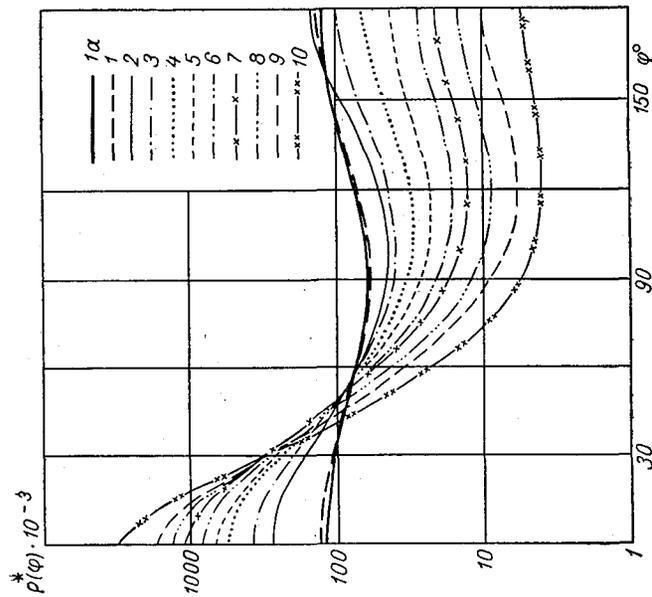


Рис. 7. Индикатрисы рассеяния света воздухом — пологий тип.

1 — индикатриса, полученная на Эльбрусе, 1а — индикатриса релейевская для чистого сухого воздуха, 2 — класс 2, пологий тип, 3 — класс 3, пологий тип, и т. д.

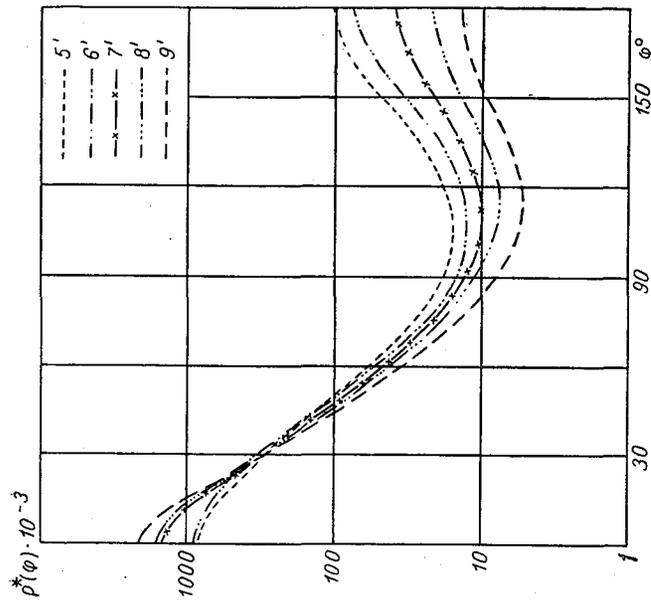


Рис. 8. Индикатрисы рассеяния света воздухом — острый тип без максимума вблизи φ=140°.

5' — класс 5, острый тип, 6' — класс 6, острый тип, и т. д.

отклонение $\rho^*(\varphi)$ для индикатрисы I от релейевского значения $\rho^*(\varphi)$ наблюдалось при $\varphi=16^\circ$ и $\varphi=164^\circ$ и составляло $\pm 4\%$, что лежит в пределах точности измерений.

Каждая следующая кривая рис. 7—9, соответствующая данному классу или типу, получена как среднее из большого числа наблюдений, произведенных в различных географических пунктах (табл. 3).

Оказалось, что исследованное семейство кривых не однопараметрическое. Внутри некоторых классов индикатрис было обнаружено существование кривых двух типов — пологого, представителем которого

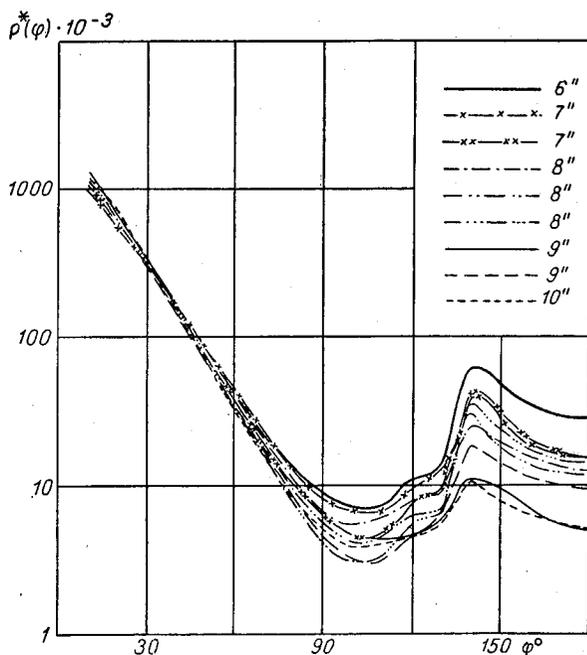


Рис. 9. Индикатрисы рассеяния света воздухом — острый тип с максимумом вблизи $\varphi=140^\circ$.
6" — класс 6, острый тип с максимумом, 7" — класс 7, острый тип с максимумом, и т. д.

служит релейевская индикатриса (рис. 7, кривые I и Ia), и острого, представленного на рис. 8 и 9 сильно вытянутыми индикатрисами с пикообразным острым максимумом при $\varphi=0^\circ$ и с ярко выраженным минимумом при $\varphi=110 \div 120^\circ$. Кривые пологого типа не имеют ярко выраженного минимума, они характеризуются плавным увеличением коэффициента рассеяния по мере возрастания φ от 120 до 180° без точки перегиба, чем и отличаются от кривых острого типа.

В классах 1—4 при $K \leq 3,5$ наблюдаются кривые только одного пологого типа. При значениях параметра $K > 3,5$, т. е. с класса 5, при одном и том же K могут наблюдаться кривые как пологого (рис. 7, кривые 5, 6 и т. д.), так и острого типа (рис. 8, кривые 5', 6' и т. д.). Следует указать, что острый тип намечается уже в классе 4, однако различие между острым и пологим типом очень мало и лежит в пределах точности измерения.

При значениях $K > 5,6$, т. е. с класса 6, у кривых острого типа вблизи 140° появляется максимум, который остается до класса 10 включительно, несколько уменьшаясь по ординате (рис. 9, кривые 6", 7" и т. д.).

Кривые обоих типов меняют свою форму при изменении параметра K , а именно: при увеличении параметра K индикатриса вытягивается вперед, получая все более выраженный максимум при $\varphi=0^\circ$.

Наибольшее значение K получено для кривых пологого типа класса 10. В классе 10 наблюдались индикатрисы острого типа, у которых $K=40$. Однако, согласно расчетам Шифрина [52], полученную нами величину $K=40$, вероятно, следует отнести за счет ошибки измерения.

На рис. 10 приведены индикатрисы рассеяния света, соответствующие различной прозрачности атмосферы — от почти релейской ($S \approx 220$ км) до тумана ($S \approx 0,2$ км). Однозначной зависимости между формой индикатрисы и прозрачностью атмосферы не наблюдается. При заданной метеорологической дальности видимости могут наблюдаться индикатрисы рассеяния, значительно отличающиеся друг от друга по форме, а не только по масштабу (на рис. 7—10 все кривые приведены к единичному потоку). При высокой прозрачности ($S \geq 50$ км) наблюдаются индикатрисы только пологого типа. Во всех остальных случаях, т. е. в основном диапазоне измерения метеорологической дальности видимости, можно наблюдать кривые обоих типов.

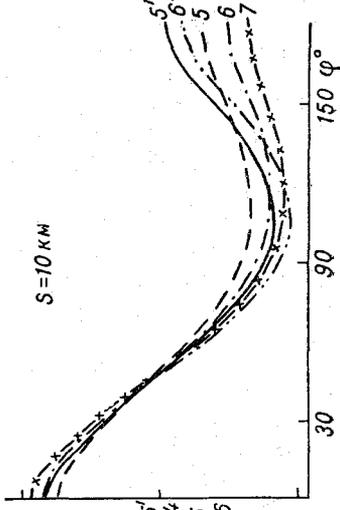
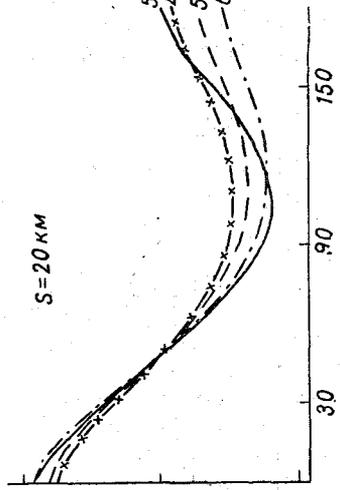
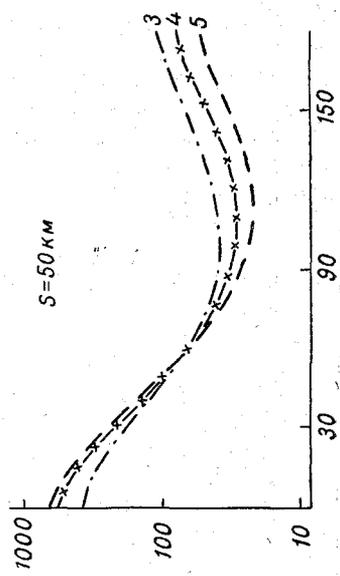
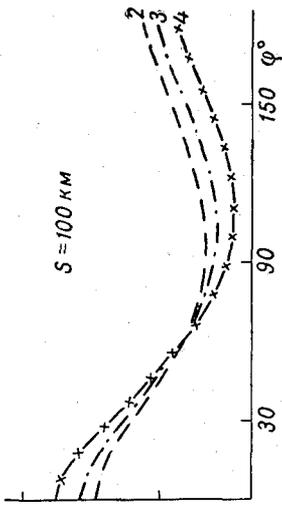
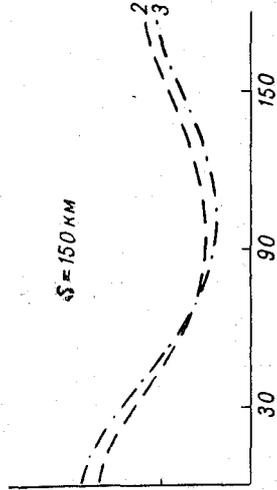
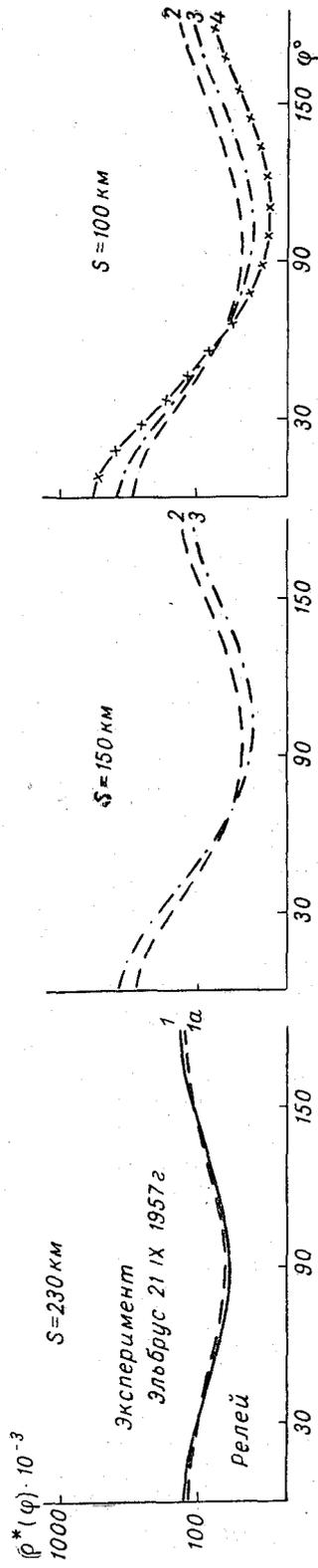
Форма индикатрисы рассеяния сильно меняется в зависимости от состояния атмосферы, вытягиваясь вперед при уменьшении ее прозрачности. Поэтому нельзя ограничиться одной средней кривой, характеризующей рассеяние света в атмосфере, например индикатрисой рассеяния Рокара.

Как следует из рис. 7—10, индикатрисы рассеяния света в приземном слое атмосферы отчетливо распадаются на два типа кривых, отличающиеся по характеру их поведения в области углов рассеяния $110-130^\circ$. Это, очевидно, обусловлено существованием в атмосфере двух различных групп аэрозоля. Индикатрисы пологого типа (кривые 1—10, рис. 7) наблюдались в континентальных условиях при устойчивой дымке. Появление индикатрис острого типа (кривые 5'—9', рис. 8) обусловлено, как будет показано ниже, присутствием в воздухе достаточно крупных капель. Действительно, индикатрисы классов 5 и 6 (кривые 5', 6') были получены над водной поверхностью в Атлантическом океане вдали от берегов при метеорологической дальности видимости $S=10 \div 20$ км (см. табл. 3) и в отдельных случаях при измерениях на Черном море в районе Одессы. Индикатрисы подобного типа были получены также Честерманом и Стайлсом [53] над поверхностью моря при различной прозрачности атмосферы. Они изображены на рис. 11; характер кривых подобен индикатрисам рассеяния, изображенным на рис. 8. Это объясняется, как будет показано ниже, тем, что в естественном аэрозоле, находящемся над поверхностью моря, присутствуют в очень небольшом количестве капли больших размеров — диаметром до 20 мк [54, 55].

Индикатрисы острого типа классов 7, 8, 9 (кривые 7', 8', 9') наблюдались в континентальных условиях, предшествующих образованию тумана или в момент его рассеяния при относительной влажности, большей 80%.

Дермиджан [28] рассчитал функцию рассеяния для дымки, соответствующей распределению частиц по размерам в аэрозоле над континентом, полученному из измерений различных авторов, и дымки соответствующей кривой распределения частиц по размерам в береговых условиях [28].

На рис. 12 представлены кривые распределения частиц по размерам: над континентом — дымка C , в береговых условиях — дымка M .



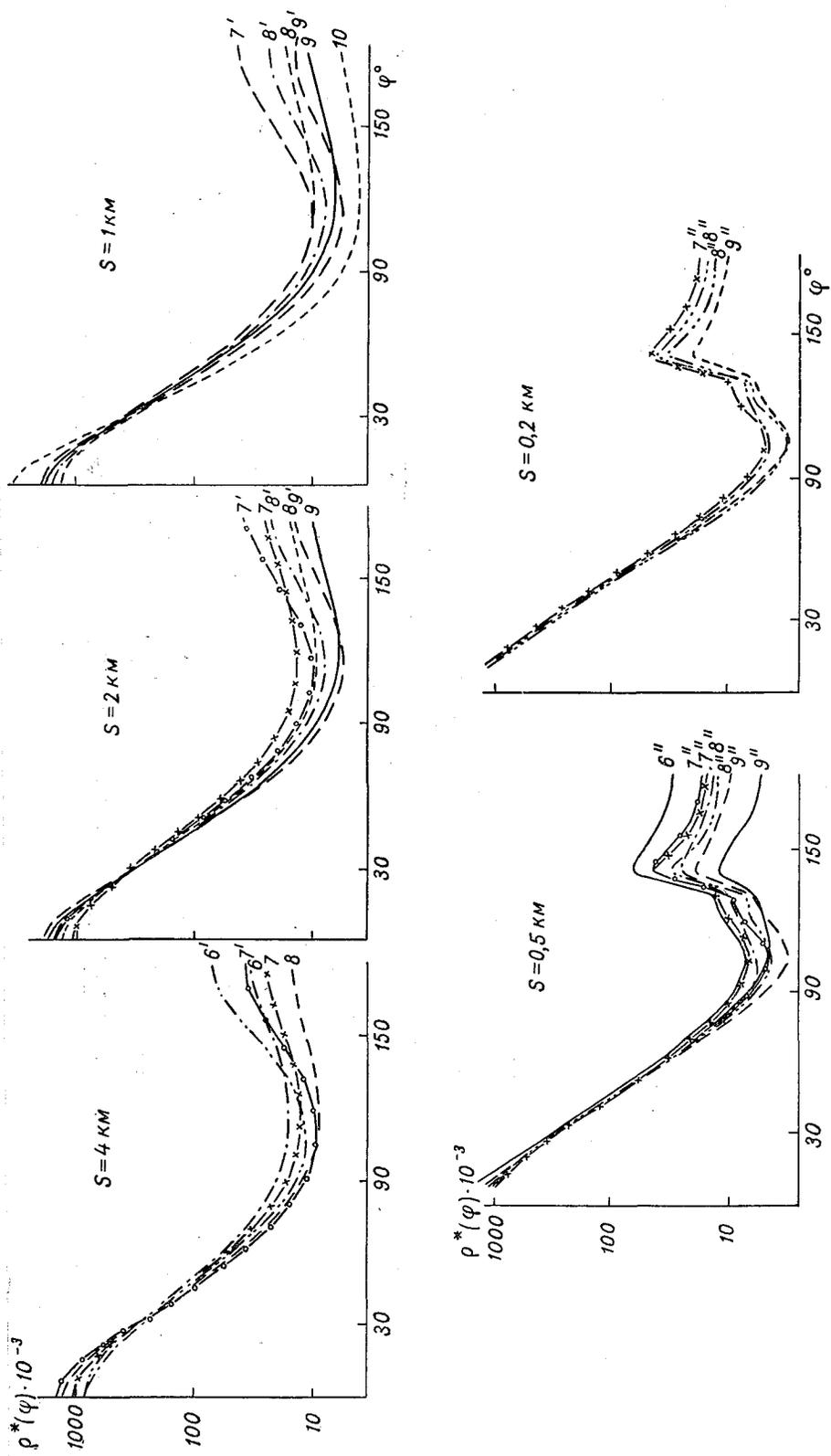


Рис. 10. Индикатрисы рассеяния света при различной прозрачности атмосферы.
Усл. обозначения см. рис. 7-9.

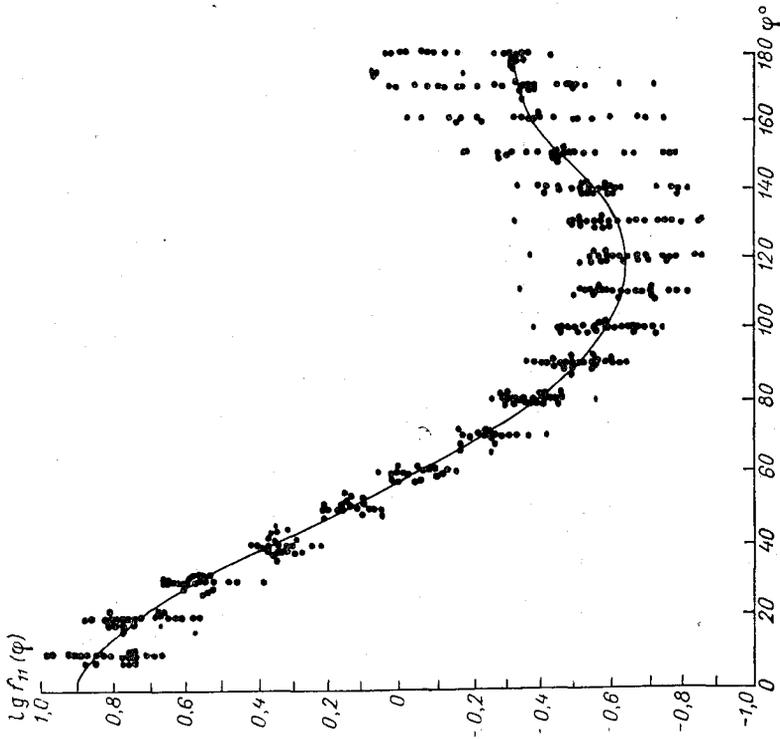


Рис. 11. Индикатрисы рассеяния света над поверхностью моря по данным [53].

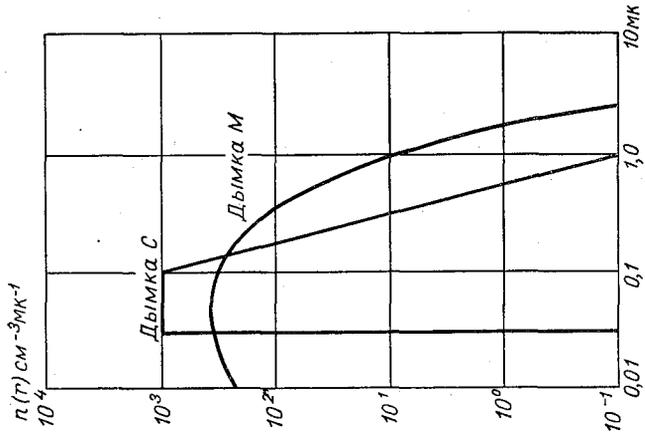


Рис. 12. Два вида распределения частиц по размерам по данным [28].
Общая концентрация 100 см^{-3} .

С — кривая распределения частиц по размерам в дымках над континентами, М — кривая распределения частиц по размерам в дымках в береговых условиях.

Разница в моделях «дымка С» и «дымка М», как следует из рис. 12, существенна: в модели «дымка М» концентрация частиц радиусом 0,15 мк — 3,5 мк намного выше.

Приведем результаты расчета индикатрис рассеяния для этих двух типов кривых распределения частиц по размерам для видимой области спектра $\lambda = 450$ мк и показателя преломления $n = 1,34$, полученные в [28].

На рис. 13 представлены индикатрисы рассеяния, нормированные согласно условию

$$\frac{1}{8\pi} \int_{4\pi} [P_1(\varphi) + P_2(\varphi)] d\omega = 1, \quad (20)$$

где P_1 — составляющая с колебаниями, перпендикулярными плоскости наблюдения; ей соответствует сплошная кривая, P_2 — составляющая с колебаниями в плоскости наблюдения; ей соответствует пунктирная кривая.

Индикатриса рассеяния на рис. 13 а соответствует дымке С, а на рис. 13 б — дымке М. Как показал расчет, проведенный Дермиджаном, у индикатрисы рассеяния в модели «дымка М» наиболее резко выражена область рассеяния в углах $0^\circ < \varphi < 10^\circ$. В области углов рассеяния $100^\circ < \varphi < 120^\circ$ индикатриса рассеяния, соответствующая модели «дымка М», имеет ярко выраженный минимум; индикатриса рассеяния модели «дымка С» имеет плавный ход коэффициентов рассеяния с увеличением угла. Эти различия в ходе кривых, характеризующих функцию рассеяния для двух разных моделей дымки, связаны с относительно большим количеством частиц радиусом $0,15 \text{ мк} < r < 3,5 \text{ мк}$ в модели «дымка М» по сравнению с моделью «дымка С». На рис. 13 отдельными точками показаны индикатрисы рассеяния класса 8: пологий тип на рис. 13 а и острый тип на рис. 13 б, причем, согласно условиям нормирования (19) и (20), коэффициент рассеяния $\rho^*(\varphi)$ по классификации настоящей работы связан с коэффициентами рассеяния [28] следующим соотношением:

$$\rho^*(\varphi) = \frac{P_1(\varphi) + P_2(\varphi)}{8\pi}.$$

Сравнивая индикатрисы рассеяния на рис. 13 а и 13 б, легко обнаружить, что индикатриса модели С соответствует пологому типу индикатрис, а индикатриса модели М — острому. Пологий тип наблюдался нами в континентальных условиях, острый — в очень плотной дымке при

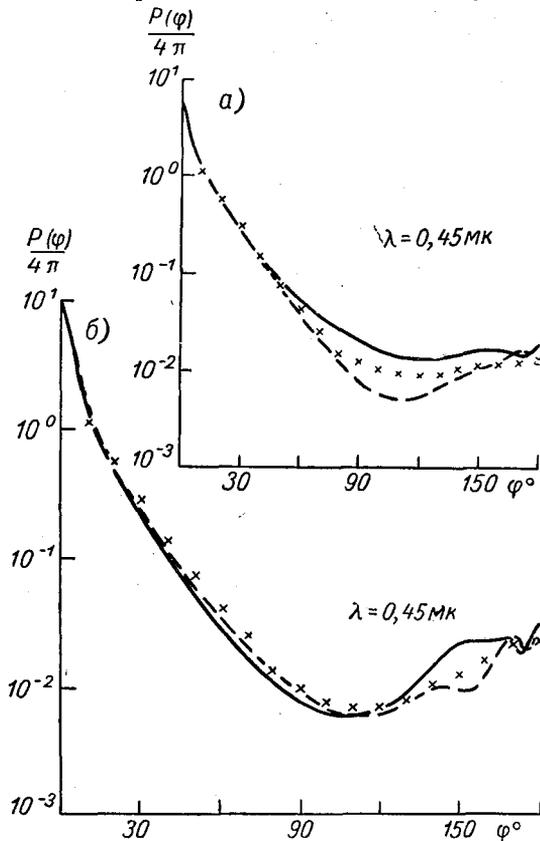


Рис. 13. Индикатрисы рассеяния, рассчитанные Дермиджаном [28] для распределения частиц по размерам.

а — модель «дымка С», б — модель «дымка М».

метеорологической дальности видимости $0,8 \leq S \leq 3$ км либо в условиях, предшествующих образованию тумана, либо в момент его рассеяния.

Индикатрисы рассеяния, подобные кривым 7', 8' и 9', были также получены при измерениях Бульрихом [36] при метеорологической дальности видимости $0,6 \text{ км} < S \leq 1,5$ км. Они представлены на рис. 14 в относительных единицах. За единицу принята интенсивность рассеянного света под углом $\varphi = 90^\circ$. Появление индикатрис, соответствующих кривым 7', 8' и 9', в условиях дымок, переходящих в туман, Бульрих [56] объясняет следующим образом. Увеличение относительной влажности

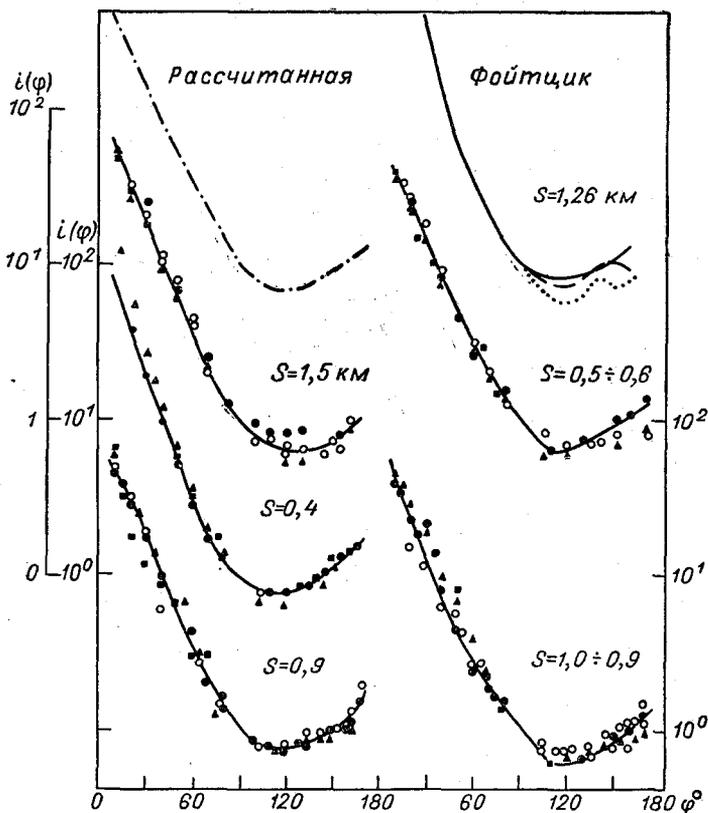


Рис. 14. Относительные индикатрисы рассеяния [$\rho(90^\circ) = 1$] при очень плотных дымках по данным [36].

до 70% практически не сказывается на кривых распределения частиц по размерам. При дальнейшем увеличении относительной влажности в плотных дымках начинается так называемое предконденсационное состояние и вместе с этим увеличение размеров частиц — разбухание ядер конденсации, а следовательно, и изменение кривой распределения частиц по размерам. При относительной влажности, меньшей 95%, рост частичек не зависит от их первоначальной величины; при относительной влажности от 95 до 100% большие частички растут быстрее малых, что, согласно [56], связано с тем, что увеличение радиуса кривизны приводит к условиям, при которых для дальнейшей конденсации достаточно небольшого пересыщения. Это означает очень быстрый рост крупных капель при переходе в туман. Для очень плотных дымок Бульрихом [36, 56] была рассчитана индикатриса рассеяния, представленная на рис. 14.

Как кривые, полученные в [36] экспериментально, так и рассчитанная очень похожи по форме на кривые 7', 8' и 9'. Подобные кривые были также получены Феном [16] при $S \approx 1$ км. Дальше будет экспериментально показано, что появление кривых такого вида связано с появлением в воздухе небольшого числа крупных капель воды.

§ 4. Индикатрисы рассеяния света в тумане

В туманах форма индикатрисы рассеяния света может существенно отличаться от формы индикатрис рассеяния света в дымке. В классах 6, 7, 8, 9 и 10 появляется наблюдавшийся лишь в туманах острый тип индикатрис рассеяния с максимумом вблизи $\varphi = 140^\circ$. На рис. 9 этот тип представлен кривыми 6''—10''.

Максимум вблизи $\varphi = 140^\circ$, полученный нами в туманах, соответствует области первой радуги; ступенька кривой, наблюдавшаяся в классах 6'', 7'' и 8'' при $\varphi = 120 \div 130^\circ$, соответствует области второй радуги. Появление радуги, согласно расчетам К. С. Шифрина [3], ван де Хюлста [4] и Дермиджана [28], обусловлено присутствием в тумане крупных капель воды. Величина этого максимума, очевидно, зависит от относительной доли крупных капель в общем количестве всех частиц, взвешенных в воздухе.

Обращает на себя внимание, что в одном и том же классе могут наблюдаться кривые, имеющие радугу различной интенсивности, поэтому характеризовать функцию рассеяния света в тумане одним лишь коэффициентом асимметрии недостаточно. Добавим еще одну характеристику формы кривой функции рассеяния в тумане, а именно число, выражающее отношение коэффициента рассеяния под углом 140° к коэффициенту рассеяния под углом 105° .

В табл. 4 приведены типы индикатрисы рассеяния и метеорологическая дальность видимости, при которой наблюдался данный класс.

Таблица 4

Класс и тип индикатрисы	Коэффициент асимметрии	$\frac{\rho^* (140^\circ)}{\rho^* (105^\circ)}$	S км
6''	5,6—7,4	9	0,4—0,7
7''	7,5—11	6	0,3—0,8
		9	0,2—0,7
8''	11,1—16,5	4	0,5—0,7
		7	0,3—0,6
		12	0,2—0,4
9''	16,6—25	2,5	0,5—0,8
		6	0,2—0,6
10''	25—35	2,5	0,7—0,8

Индикатрисы рассеяния классов 7'', 9'' и 10'', приведенные в настоящей работе и полученные ранее [33], по форме практически совпали и отличаются лишь более широким интервалом прозрачности, при котором они наблюдались.

Интересно отметить, что, чем меньше прозрачность, тем больше рассеяние в области первой радуги внутри данного класса. На рис. 10

приведены нормированные индикатрисы $\rho^*(\varphi)$, которые наблюдались при $S=0,2$ км и $S=0,5$ км.

Согласно рис. 9 и 10 и табл. 4, индикатрисы рассеяния в тумане сильно меняются по форме, значение коэффициента асимметрии светового потока может меняться от 6 до 35, а величина отношения $\frac{\rho^*(140^\circ)}{\rho^*(105^\circ)}$ — от 2,5 до 12. В связи с этим следует указать на работу [57], в которой приведена в качестве функции рассеяния, характерной для тумана, лишь одна кривая, полученная как среднее из измерений индикатрис рассеяния в четырех естественных туманах и двух искусственных и рекомендуемая для интервала прозрачности тумана от $S=0,6$ км до $S=1$ м. По форме эта кривая практически совпадает с индикатрисой, полученной нами в классе 8'', с отношением $\frac{\rho^*(140^\circ)}{\rho^*(105^\circ)}=10$. Однако, как это следует из наших данных, использовать ее для всего интервала прозрачности тумана нельзя.

Одновременные измерения индикатрис рассеяния и микроструктуры тумана позволили проанализировать связь индикатрис рассеяния с параметрами кривых распределения капель по размерам, в частности исследовать условия образования радуг. Будем характеризовать кривую распределения капель по размерам параметрами A и β , согласно § 3 главы II.

Заметим, что во многих работах, посвященных исследованию микрофизики облаков и туманов, к параметру A относятся как к множителю нормировки, его значение обычно не обсуждается. За основную величину, характеризующую кривую распределения капель по размерам, принимается лишь параметр β . Однако, как это будет следовать из дальнейшего, от величины параметра A существенно зависят оптические свойства тумана. Относительная кривая распределения капель по размерам в тумане еще никак не определяет его оптические свойства. К такому же заключению пришел и Дермиджан на основании теоретического расчета индикатрис рассеяния [28].

В качестве примера на рис. 15 приведены индикатрисы рассеяния, полученные при постоянном значении $\beta=6 \cdot 10^3$ см⁻¹ и различных параметрах A : $A=1,5 \cdot 10^6$ см⁻⁴ и $A=1,5 \cdot 10^4$ см⁻⁴. Как следует из рис. 15, при изменении величин A индикатриса рассеяния меняет форму, а значения коэффициентов рассеяния и показателя ослабления света существенно увеличиваются с ростом A . Кривая 1 соответствует индикатрисе рассеяния в дымке при $S=1,8$ км, кривая 2 с резко выраженной областью радуги при $\varphi=140^\circ$ — индикатрисе рассеяния в тумане при $S=0,4$ км.

Измерение индикатрис рассеяния производилось в 1960—1962 гг. на оптическом полигоне Главной геофизической обсерватории в поселке Воейково и на Кавказе в районе Цейского ледника. Всего было получено 60 серий наблюдений в туманах и очень плотных дымках, переходящих в туман. В каждой серии измерялись индикатриса рассеяния, прозрачность и микроструктура тумана с помощью методики, описанной в главе II. В обработку брались индикатрисы, для которых α , рассчитанное по формуле (1), совпадало с α , рассчитанным по данным микроструктуры (формула (1) главы II), и с α , измеренным непосредственно каким-либо методом, описанным в § 3 главы II.

В табл. 5 приведены средние значения $\frac{\rho^*(140^\circ)}{\rho^*(105^\circ)}$ в зависимости от параметров β и A . Ширина спектра капель по размерам охарактеризо-

вана полушириной кривой распределения Δd в микронах (см. § 3 главы II).

Прочерки в табл. 5 соответствуют случаям, которые не наблюдались и, по-видимому, маловероятны. Чертой показана граница образования

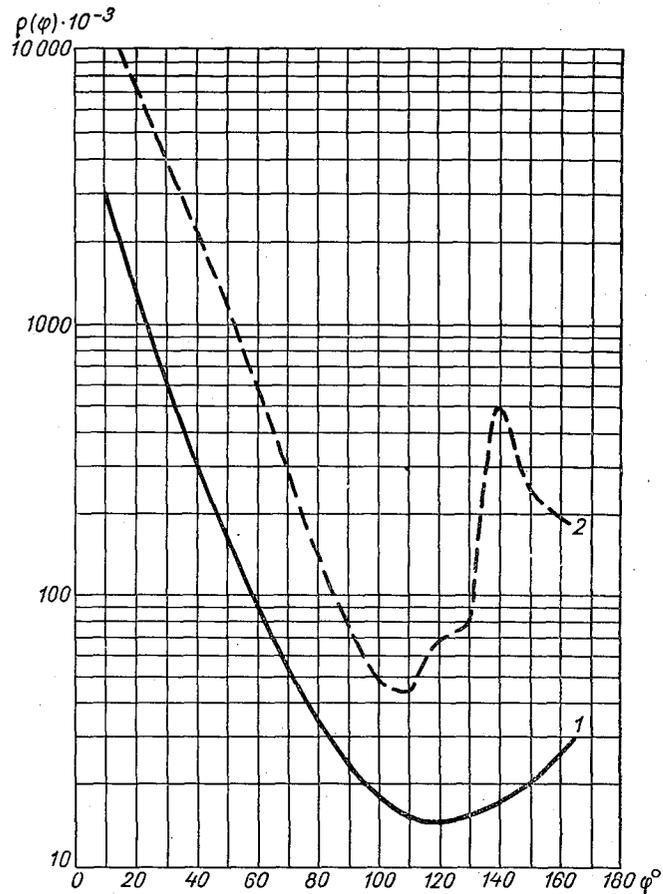


Рис. 15. Индикатриса рассеяния в плотной дымке и в тумане.

1 — $S=1,8$ км, $K=18$, $\beta=6 \cdot 10^3$ см $^{-1}$, $A=1,5 \cdot 10^4$ см $^{-4}$ ($\Delta d=11$ мк);
2 — $S=0,4$ км, $K=13$, $\beta=6 \cdot 10^3$ см $^{-1}$, $A=1,5 \cdot 10^6$ см $^{-4}$ ($\Delta d=11$ мк).

Таблица 5

A см $^{-4}$	β см $^{-1}$			
	7—9·10 ³ ($\Delta d = 10 \div 7$ мк)	4—6·10 ³ ($\Delta d = 17 \div 11$ мк)	2,5—3,5·10 ³ ($\Delta d = 27 \div 19$ мк)	1,5—2,4·10 ³ ($\Delta d = 45 \div 31$ мк)
2,5·10 ³	—	—	—	2
5·10 ³	—	—	1,5	—
1·10 ⁴	—	—	2,6	6
2,5·10 ⁴	1,2	1,8	5	8
5·10 ⁴	1,7	—	6	10
1·10 ⁵	2,2	4	8	12
5·10 ⁵	—	7	11	16
1·10 ⁶	4	8	13	—
5·10 ⁶	5	10	—	—

радуг. При всех тех комбинациях параметров A и β , которые находятся ниже черты, индикатрисы рассеяния имеют максимум вблизи $\varphi=140^\circ$, т. е. радугу. Им соответствуют кривые, приведенные на рис. 9.

Область значений A и β , лежащих выше черты, соответствует индикатрисам острого типа классов 7, 8 и 9 ($7'$, $8'$, $9'$), представленным на рис. 8. В этих случаях число капель крупной фракции по сравнению с каплями мелкой фракции оказалось недостаточным для образования максимума вблизи $\varphi=140^\circ$ — радуг; оно лишь увеличило коэффициент рассеяния в области углов $\varphi > 140^\circ$.

Таким образом, острый тип индикатрис рассеяния без максимума вблизи $\varphi=140^\circ$ в классах 7, 8 и 9 является переходным от индикатрис пологого типа к индикатрисам с радугой. Острый тип обязан своим происхождением присутствию в воздухе небольшого количества крупнокапельной фракции влажного аэрозоля, причем, как это следует из табл. 5, чем крупнее капли, тем меньше их должно быть для того, чтобы пологий тип индикатрис перешел в острый.

Таблица 5 дает микрофизические признаки появления радуг. Интересно, что к образованию радуг приводит не только увеличение размеров капель (уменьшение параметра β), но и увеличение параметра A , пропорционального числу капель.

Одно и то же значение коэффициента рассеяния и одна и та же форма индикатрисы могут наблюдаться при различных комбинациях A и β . Иначе говоря, небольшое количество крупных капель или большое количество мелких капель может дать одно и то же значение коэффициента рассеяния. Это обстоятельство существенно затрудняет в данном случае решение обратной задачи теории рассеяния, т. е. нахождение параметров микроструктуры по измерению коэффициентов рассеяния. Чтобы решить вопрос о том, возможно ли принципиально решение такой задачи, нужен теоретический расчет индикатрисы полидисперсного тумана. Такой расчет по полученным кривым распределения капель по размерам осуществить пока не удалось, так как опубликованные таблицы функции рассеяния для отдельной частицы с большими значениями

$a = \frac{2\pi r}{\lambda} (10 - 400)$ имеют слишком большой шаг по a при наличии немонотонной зависимости от a , что делает невозможным интерполирование [4, 58].

Когда такой расчет будет выполнен, возможно, удастся указать, от каких комбинаций A и β должна зависеть форма индикатрисы, и определить точность решения обратной задачи. При этом следует иметь в виду, что, как показано в [59], различные участки индикатрис дают различную точность информации о спектре частиц.

Отметим, что крайне редко, лишь в нескольких случаях, нам удалось наблюдать при метеорологической дальности видимости 0,75—1,5 км индикатрису рассеяния, соответствующую кривой $8'$ и имеющую небольшой максимум вблизи $\varphi=150^\circ$. Известно, что сдвиг радуги определяется геометрической оптикой и пропорционален $\left(\frac{2\pi r}{\lambda}\right)^{2/3}$ [4]. С уменьшением размеров капель радуги размываются и сдвигаются в сторону больших φ , для капель с диаметром 2,5 мк радуга лежит при $\varphi=150^\circ$. Однако последнее строго лишь для среды, имеющей капли одного размера. В естественных туманах наложение широкого спектра размеров частиц вызывает сглаживание максимумов и сильно усложнит картину явления. Так как подобные кривые наблюдались при тех же комбинациях A и β , при которых имели место и кривые $8'$ без максимума, то, по-видимому, сдвиг области первой радуги в сторону больших углов

рассеяния обязан какому-то определенному соотношению между каплями диаметром $d \geq 2$ мк, размер и количество которых в единице объема был измерен, и каплями диаметром $d < 2$ мк, которые ловушками не улавливаются (см. § 3 главы II) и для нас остаются неизвестными.

В качестве иллюстрации динамики изменения функции рассеяния тумана и всех других его параметров на рис. 16 приведены индикатрисы рассеяния, измеренные 23/X 1961 г. в Воейково. Индикатрисы рассеяния

$\alpha_{\text{фона}} = 1 \text{ км}^{-1}$

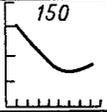
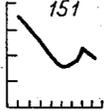
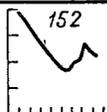
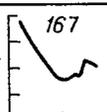
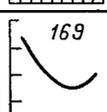
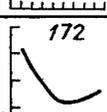
Время	Индикатриса	$\alpha, \text{ км}^{-1}$	$S = \frac{\beta}{\alpha}, \text{ км}$	K	$\frac{\rho(140^\circ)}{\rho(105^\circ)}$	$\alpha = 2\pi \Sigma \rho r^2, \text{ км}^{-1}$	$Q = \frac{4}{3} \pi \Sigma \rho r^3, \text{ мг/м}^3$	$\beta, \text{ см}^{-1}$	$A, \text{ см}^{-4}$	$\Delta d = \frac{\beta}{\alpha}, \text{ мк}$
20 10		1,8	1,6	12	1,4	1,0	1,6	$12,5 \cdot 10^3$	$2,0 \cdot 10^6$	5
20 30		3,9	0,8	11	5,3	5,0	14,0	$7,2 \cdot 10^3$	$1,5 \cdot 10^6$	9
22 25		7,5	0,4	11	11,0	8,3	28,6	$5,9 \cdot 10^3$	$1,5 \cdot 10^6$	12
3 05		4,2	0,7	12	5,6	2,8	7,2	$7,8 \cdot 10^3$	$1,0 \cdot 10^6$	9
3 50		2,4	1,3	11	1,8	0,42	2,3	$2,7 \cdot 10^3$	$6,0 \cdot 10^3$	25
4 10		0,8	3,6	12	1,5	0,06	0,14	$8,3 \cdot 10^3$	$3,0 \cdot 10^4$	8

Рис. 16. Динамика изменения микроструктуры тумана и индикатрис рассеяния.

150, 151 и 152 соответствуют образованию тумана, индикатрисы 167, 169 и 172 — рассеянию. Как следует из рис. 16, по мере образования тумана и укрупнения размера капель интенсивность радуги увеличивалась. По форме индикатриса прошла все стадии изменения от индикатрис, соответствующих плотным дымкам (индикатрисы 150, 169, 172), до индикатрис, полученных в тумане, с отношением $\frac{\rho(140^\circ)}{\rho(105^\circ)} = 11$. Причем индикатрисам 150 и 169, наблюдавшимся при близких значениях метеорологической дальности и близким по форме, соответствовали существенно отличавшиеся параметры A и β . В момент образования тумана капли были очень мелкими ($\Delta d \approx 5$ мк), но их было много (индикатриса 150); при рассеянии (индикатриса 169) значение параметра A было на

три порядка ниже, но $\Delta d \approx 25$ мк. Приведенный пример также показывает, что при разных комбинациях A и β может наблюдаться одна и та же функция рассеяния.

§ 5. Свойства индикатрис рассеяния приземного слоя атмосферы

Согласно рис. 7—10, точка пересечения индикатрис рассеяния, наблюдающихся при данной прозрачности, зависит от прозрачности атмосферы, а именно: индикатрисы, наблюдающиеся при большой прозрачности, пересекаются вблизи $\varphi = 60^\circ$. Однако по мере увеличения помутнения атмосферы точка пересечения индикатрис начинает перемещаться в сторону малых углов φ . Для сильно замутненной атмосферы индикатрисы пересекаются вблизи 30 и 20° . На рис. 17 представлена зависимость точки пересечения индикатрис рассеяния от прозрачности атмосферы. Однако если иметь в виду весь диапазон изменения прозрачности в приземном слое атмосферы, то, согласно рис. 7—10, основное множество из семейства кривых, изображающих индикатрисы, имеет наиболее близкое значение $\rho^*(\varphi)$ при $\varphi = 45^\circ$. Из общего числа кривых заметно отступают лишь две кривые, которые соответствуют резко осуществляющимся условиям наблюдения. Одна из кривых наблюдалась при почти идеальной атмосфере ($S = 220$ км), а другая — в условиях очень плотной дымки, близкой к туману.

Е. В. Пясковская-Фесенкова [41] при измерении индикатрис рассеяния света по наблюдениям яркости неба имела дело лишь с большой прозрачностью атмосферы, поэтому точка пересечения индикатрис рассеяния света, полученных ею, лежала вблизи $\varphi = 60^\circ$. Это соответствует нашим результатам. Среднее значение $\frac{\mu}{\tau}$, полученное Пясковской-Фесенковой (соответствующее нашему $\rho^*(\varphi)$) на основании большого материала наблюдений, составляло $0,076$ для $0,05 \leq \tau \leq 0,30$ ([41], табл. 46). В этом интервале прозрачности, согласно нашим данным, могут наблюдаться индикатрисы классов 1—5 пологого типа; соответствующие им значения $\rho^*(\varphi)$ при $\varphi = 60^\circ$ (см. табл. 7) колеблются от $0,075$ до $0,068$ и близки к значениям $\frac{\mu}{r}$, полученным в [41].

Здесь следует отметить, что данные, полученные в [41], не противоречат результатам настоящей работы, как указано в [60], а, наоборот, подтверждают их. Пересечение индикатрис рассеяния, полученных в [41] и в настоящей работе, при различных углах рассеяния следует объяснить не локальностью индикатрис, полученных нами в [50], и не интегральностью индикатрис [41], как указывается в [61], а тем, что исследование свойств индикатрисы рассеяния происходило в различных диапазонах изменения прозрачности атмосферы. Совпадение результатов измерения, полученных в [41] и [50], лишь подтверждает возможность экstrapолирования наших данных на все условия наблюдения.

Сравним полученные нами индикатрисы рассеяния света с результатами наблюдений индикатрис рассеяния Фойтцика и Цшаека [34], полученными из измерений яркости рассеянного света от луча прожектора. Для этого индикатрисы ([34], табл. 3) были нормированы согласно условию (19) и для каждой из них в зависимости от значения K был определен класс кривой по нашей классификации. В табл. 6 приведены результаты такой обработки.

В графах 1 и 2 табл. 6 указаны номер индикатрисы Фойтцика и Цшаека ([34], табл. 3) и метеорологическая дальность видимости

Таблица 6

Данные Фойтцика и Цшаека [34]			Класс по нашей классификации	Пределы S км для данного класса по нашим данным	Данные Фойтцика и Цшаека [34]			Класс по нашей классификации	Пределы S км для данного класса по нашим данным
№ индикатрисы	S	K			№ индикатрисы	S	K		
1	2	3	4	5	1	2	3	4	5
1	49	2,1	3	40—150	15	15	5,8	6	4—20
2	65	2,2			29	14	7,7		
3	39	2,3			7	12	5,9		
4	64	2,1	5	10—50	22	20	6,0	7	2—10
12	28	2,5			23	14	6,2		
9	27	3,6			26	9,8	7,7		
8	27	4,1	5	10—50	24	8,5	7,4	8	2—10
16	23	3,8			27	8,4	7,7		
6	18	4,5			28	5,6	10,2		
10	16	4,4	5	10—50	21	5,1	13,9	8	2—10
11	12	4,4			31	4,6	14		
13	12	4,8			18	1,7	15,4		
5	21	4,9	5	10—50	30	1,6	13,4	9	0,8—3
14	9,2	5,2			19	0,59	11,7		
					20	3,0	16,3		
					25	0,98	24,5		
					17	0,82	18,6		

$S = \frac{3}{\alpha}$, при которой она наблюдалась, в графах 3 и 4 — значение коэффициента асимметрии светового потока K и соответствующий ему класс кривых по нашей классификации. В графе 5 приведены пределы метеорологической дальности видимости, при которой наблюдается нами данный класс.

На рис. 18 сплошными линиями изображены индикатрисы рассеяния классов 3—9 нашей классификации. Точками нанесены индикатрисы, полученные Фойтциком и соответствующие данному классу нашей классификации. Согласно рис. 18, наши результаты измерений хорошо согласуются с данными Фойтцика. Точки, соответствующие индикатрисам рассеяния [34], достаточно равномерно распределились вокруг наших кривых. Несколько завышенные значения $\rho^*(\varphi)$ в области углов 90—130° для классов 3, 5, 6 и 7 у Фойтцика по сравнению с нашими данными можно, вероятно, объяснить тем, что в опытах [34] наблюдение рассеянного света велось на фоне холма, покрытого лесом, собственная яркость которого могла в области минимума индикатрисы существенно увеличить значения $\rho^*(\varphi)$. При малой прозрачности атмосферы (классы 8 и 9, $S = 0,6 \div 6$ км), когда собственная яркость холма была очень мала по сравнению с измеряемым рассеянным светом, точки, соответствующие данным Фойтцика, равномерно распределились вокруг кривых 8 и 9. При наших измерениях фоном служило абсолютно черное тело. Значения метеорологической дальности видимости, при которых Фойтциком наблюдался тот или иной класс индикатрис рассеяния, соответствовали пределам метеорологической дальности видимости, при которых наблюдался данный класс нами.

Согласование результатов измерений индикатрис рассеяния света в атмосфере несколькими независимыми методами позволяет считать, что данные, полученные нами, достаточно надежны.

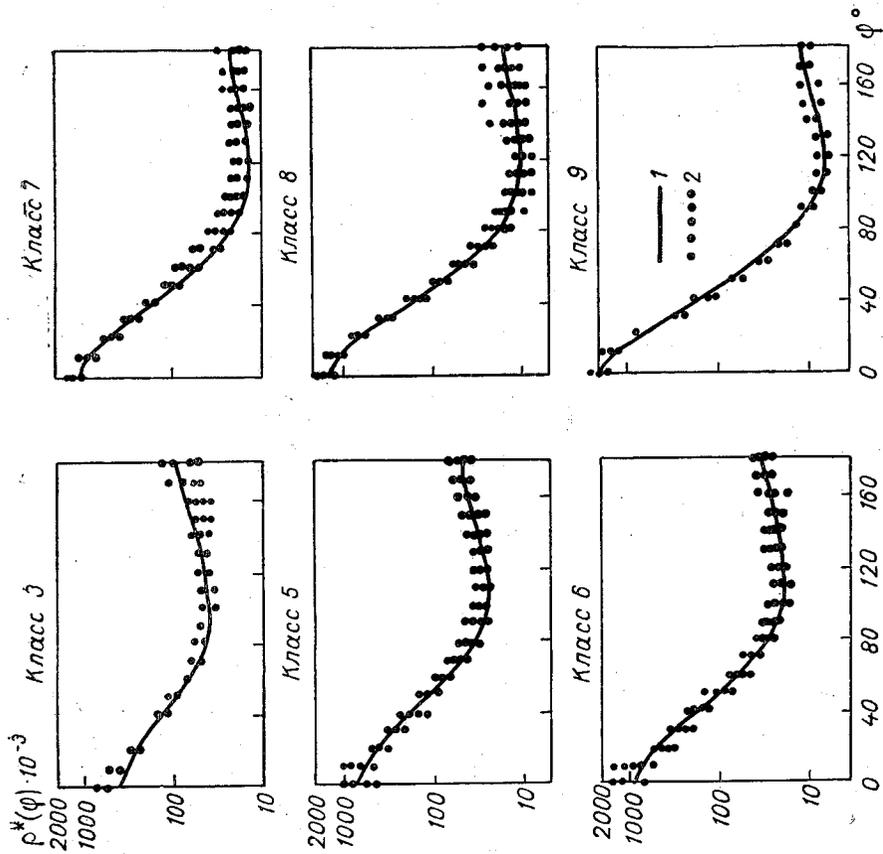


Рис. 18. Сравнение индикатрис рассеяния Фойлика и Цшаска [34] с индикатрисами, полученными в настоящей работе.

1 — индикатрисы рассеяния классов 3—9 по классификации настоящей работы, 2 — индикатрисы рассеяния [34], соответствующие классификации настоящей работы.

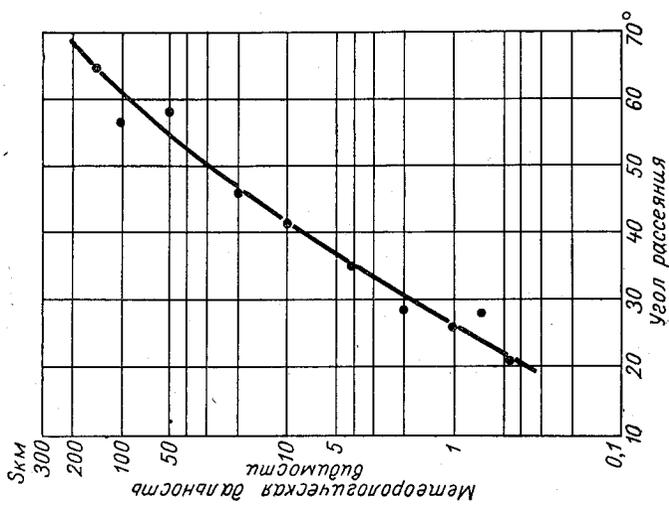


Рис. 17. Зависимость точки пересечения индикатрис рассеяния света от прозрачности атмосферы.

Таблица 7

Угол рассея- ния	Классы и типы													
	1		2		3		4		5		6		7	
	теорети- ческая релев- ская	пологий	пологий 2	пологий 3	пологий 4	пологий 5	острый 5'	пологий 6	острый 6'	острый с макси- мумом 6'	пологий 7	острый 7'		
0°	119·10 ⁻³	130·10 ⁻³	282·10 ⁻³	385·10 ⁻³	564·10 ⁻³	631·10 ⁻³	820·10 ⁻³	834·10 ⁻³	900·10 ⁻³	1095·10 ⁻³	1100·10 ⁻³	1519·10 ⁻³		
10	118	126	270	350	499	594	712	727	792	935	935	1185		
20	112	114	216	272	354	410	445	498	528	504	548	610		
30	104	105	162	196	234	269	280	295	324	278	299	274		
40	94,7	94	123	139	152	168	163	171	172	144	161	143		
50	84,4	84	87,7	98,0	101	106	97,3	98,8	91,0	82,0	99,6	76,8		
60	74,6	75	69,0	71,4	70,0	68,4	56,7	58,8	51,3	42,6	53,1	41,6		
70	66,7	65	55,4	54,8	50,5	45,8	35,3	33,1	31,0	23,6	33,1	25,8		
80	61,5	61	43,5	45,1	39,6	34,0	22,9	26,9	19,7	13,4	22,6	17,2		
90	59,7	60	46,7	40,9	34,2	26,9	17,3	20,6	14,5	8,9	16,9	12,3		
100	61,5	62	46,7	40,0	32,0	24,1	15,2	17,8	12,2	7,2	14,1	10,2		
110	66,7	67	49,0	41,3	31,8	23,2	15,7	16,7	12,0	7,5	12,9	-9,4		
120	74,6	72	53,4	44,5	33,2	23,6	17,6	16,7	13,0	11,2	12,8	10,1		
130	84,4	80	61,2	50,0	36,2	25,4	22,0	17,4	15,8	13,4	13,4	11,9		
140	94,7	92	74,0	57,9	41,4	28,7	30,1	18,4	22,2	64,3	14,0	15,7		
150	104	104	94,0	66,3	46,7	31,7	46,5	20,6	33,0	49,1	15,9	20,1		
160	112	115	115	77,8	54,3	35,8	69,5	23,4	48,0	36,0	18,4	26,8		
170	118	126	133	91,0	62,4	40,6	91,2	27,0	67,7	29,7	20,7	35,3		
180	119	130	139	96,0	65,3	42,6	99,0	28,0	73,5		21,3	38,3		

Угол рассея- ния	Классы и типы												
	7			8			9			10			
	острый с макси- мумом 7"	пологий 8	острый 8'	острый с максимумом 8"			пологий 9	острый 9'	острый с макси- мумом 9"		пологий 10	острый с макси- мумом 10"	
0°													
10	1041 · 10 ⁻³	1320 · 10 ⁻³	1545 · 10 ⁻³	1079 · 10 ⁻³	1185 · 10 ⁻³	1286 · 10 ⁻³	1760 · 10 ⁻³	1924 · 10 ⁻³	1331 · 10 ⁻³	1183 · 10 ⁻³	2500 · 10 ⁻³	1199 · 10 ⁻³	
20	560	597	1201	602	597	594	618	596	649	642	700	702	
30	311	302	278	324	309	303	284	263	287	328	280	334	
40	161	150	143	164	153	151	134	128	138	161	100	162	
50	85,0	78,2	73,7	83,5	80,4	72,5	67,0	63,9	67,5	76,1	46,0	63,0	
60	44,0	42,8	40,4	42,2	40,0	31,4	35,0	35,8	34,8	36,8	22,0	32,5	
70	28,5	25,6	23,7	21,2	19,4	16,3	20,2	18,8	19,0	18,0	12,0	15,8	
80	13,3	16,8	14,9	10,8	10,0	7,9	12,7	11,1	10,6	8,7	7,2	8,6	
90	8,6	12,5	10,5	6,6	5,9	4,4	9,1	7,6	6,8	4,8	5,3	5,3	
100	6,9	10,1	8,5	5,5	4,3	3,2	7,1	6,0	5,0	3,3	4,5	4,0	
110	6,9	9,3	7,7	6,2	4,6	3,3	6,2	5,3	4,4	3,2	4,2	4,1	
120	9,5	9,1	7,8	8,3	6,4	5,7	5,9	5,3	4,7	4,7	4,0	4,6	
130	12,3	9,4	8,7	8,9	7,0	6,5	6,1	6,1	6,0	6,0	4,0	5,4	
140	39,6	43,6	40,6	24,7	31,4	37,4	6,6	7,1	11,6	18,8	4,2	10,3	
150	30,5	30,4	13,2	19,5	19,4	23,6	7,5	8,8	9,8	15,0	4,4	8,4	
160	18,8	20,6	17,0	16,0	14,4	17,8	8,5	11,0	6,8	12,0	4,8	6,7	
170	16,3	17,2	20,9	14,1	12,4	15,3	9,8	13,0	5,5	10,4	5,3	5,6	
180		15,0	21,9				10,2	13,7			5,5		

В табл. 7 приведены нормированные индикатрисы рассеяния $\rho^*(\varphi)$ для различных классов через 10° . Для получения абсолютной индикатрисы рассеяния $\rho(\varphi)$ число табл. 7 следует умножить на соответствующий показатель ослабления α , при котором данная индикатриса наблюдается (см. рис. 10).

Возможные пределы колебаний $\rho^*(\varphi)$ вокруг средних чисел табл. 7 определяются точностью измерения, а также устойчивостью формы индикатрисы рассеяния в зависимости от угла рассеяния. Они минимальны в области, близкой к 45° , и возрастают по мере удаления в сторону малых и больших φ . Для отдельного измерения индикатрисы рассеяния пределы колебаний величины $\rho^*(\varphi)$ для данного класса вокруг средних чисел таблицы составляют: для $20^\circ < \varphi < 60^\circ$ величину порядка $\pm 10\%$, для $80^\circ < \varphi < 140^\circ \approx 15\%$ и для $\varphi = 160^\circ$ величину порядка 20% .

Таблица 8

	Классы индикатрис рассеяния									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$n = 13, S = 220$	100									
$n = 93, 100 \leq S \leq 200$		31	67	2						
$n = 110, 50 \leq S < 100$		4	73	22	1					
$n = 181, 20 \leq S < 50$			3	49	45	3				
$n = 114, 10 \leq S < 20$				7	42	33	13			
$n = 149, 4 \leq S < 10$					7	21	45 (7)	23	4	
$n = 70, 2 \leq S < 4$						18	32 (9)	30 (33)	18 (25)	2
$n = 55, 1 \leq S < 2$							12 (65)	49 (50)	31 (60)	8 (50)

В табл. 8 приведена вероятность появления данного класса индикатрис пологого и острого типа (см. рис. 7 и 8) в процентах от общего числа индикатрис, наблюдавшихся при данной прозрачности в зависимости от прозрачности атмосферы при $S \geq 1$ км. В скобках указана частота появления индикатрис рассеяния острого типа внутри данного класса (в процентах от общего числа индикатрис данного класса при данной прозрачности атмосферы), n — число измерений. В первой клетке табл. 8 помещено 13 индикатрис первого класса, очень близких к релейским и наблюдавшихся в условиях исключительной прозрачности ($S = 220$ км) в течение одной ночи на Эльбрусе (см. табл. 3). Таблица 8 характеризует частоту появления того или иного класса индикатрис в условиях континентального аэрозоля, поэтому в нее не вошли индикатрисы острого типа $5'$ и $6'$, так как они наблюдались над океаном и в береговых условиях в течение короткого промежутка времени.

Обращает на себя внимание небольшое количество индикатрис рассеяния при очень плотных дымках. Как показали наблюдения прозрачности естественного тумана и обработка данных регистратора М-37 [51], область дымок, соответствующая метеорологической дальности ви-

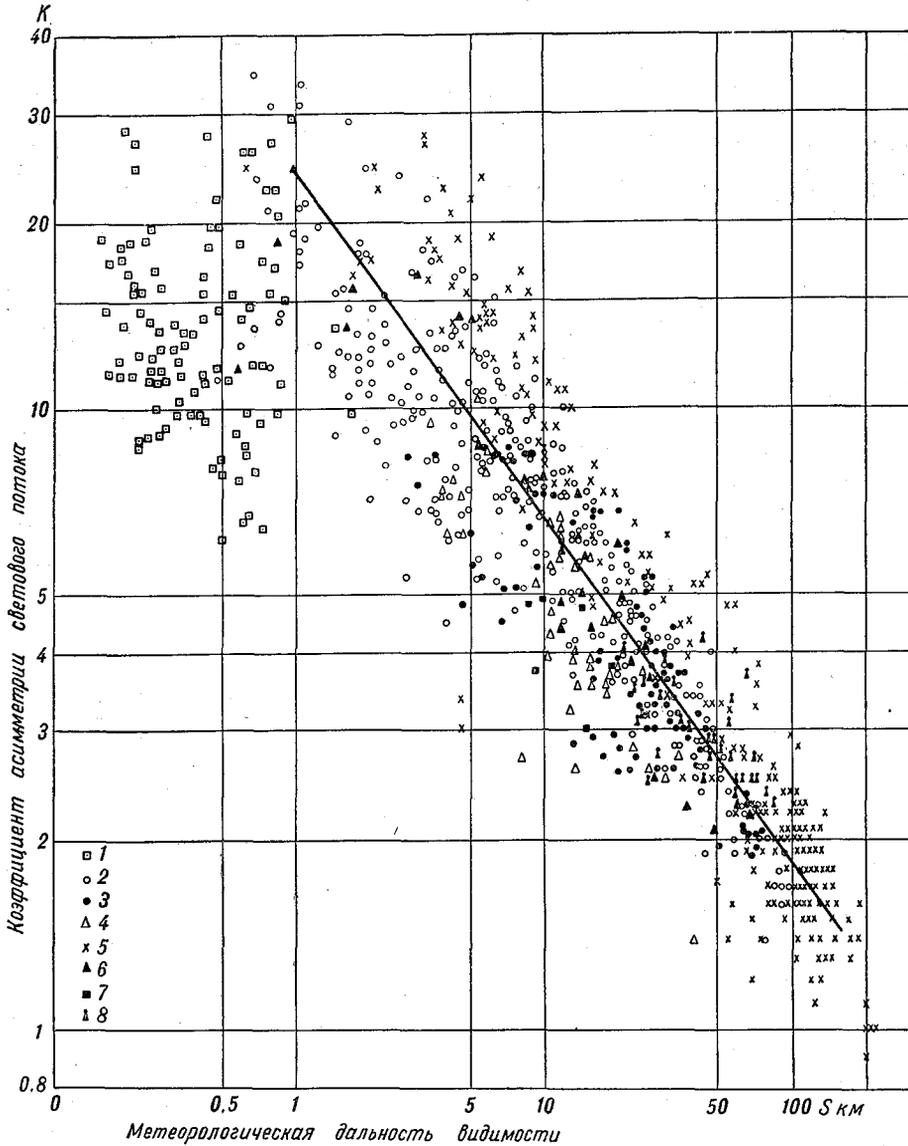


Рис. 19. Зависимость коэффициента асимметрии светового потока K от прозрачности атмосферы.

1 — туман, индикатрисы рассеяния с радугой вблизи $\varphi=140^\circ$, 2 — Воейково, 3 — Токсово, 4 — Одесса, 5 — Эльбрус, Цей, 6 — Потсдам (данные [34]), 7 — Ломоносов, 8 — Памир.

димости $S=0,8 \div 3$ км, очень неустойчива и время жизни ее очень невелико, так как она всегда связана либо с рассеянием, либо с образованием тумана (см. § 3 главы II). Поэтому данные, относящиеся к этой области прозрачности атмосферы, менее надежны.

На рис. 19 приведена корреляционная связь между формой индикатрисы, характеризуемой величиной параметра K , и метеорологической

дальностью видимости S . Различными значками указаны места наблюдения индикатрис рассеяния. Сюда же нанесены дополнительно результаты наблюдений Фойтчика и Цшаека [34].

Разброс экспериментальных точек, как видно из рис. 19, значителен. Одному и тому же K соответствуют значения метеорологической дальности видимости, охватывающие 2 балла международной шкалы. При одной и той же прозрачности значения K могут меняться в 2,5 раза, чем охватываются три разных класса вытянутости кривых, причем с увеличением замутненности атмосферы пределы колебаний K растут. Коэффициент корреляции r между формой индикатрис, характеризуемой величиной параметра $\lg K$, и логарифмом метеорологической дальности видимости S для интервала прозрачности атмосферы $1 \text{ км} \leq S \leq 220 \text{ км}$ составляет $r = -0,70 \pm 0,02$, для $10 \text{ км} \leq S \leq 220 \text{ км}$ $r = -0,89 \pm 0,01$, для $1 \text{ км} \leq S \leq 10 \text{ км}$ $r = -0,56 \pm 0,05$.

Географическое положение места наблюдения, синоптические условия, подстилающая поверхность и другие факторы влияют на количество и свойство аэрозолей. Однако обнаружить зависимость формы индикатрис рассеяния от географического пункта, где происходило наблюдение, нам не удалось. Согласно табл. 3 и рис. 19, индикатриса одной и той же формы и соответствующая данной прозрачности может в равной мере наблюдаться в различных географических пунктах.

Измерения других авторов тоже подтверждают этот вывод. Пясковская-Фесенкова [41] получила наилучшее приближение к релеевской индикатрисе в пустыне, а не в горах, где предполагается более чистый воздух. Несколько отличные результаты можно ожидать над водной поверхностью вдали от берегов. В дымках там могут преобладать индикатрисы острого типа (см. рис. 8). Такие кривые частично были получены нами в Атлантическом океане и в море [50]. В отдельных случаях такие кривые могут наблюдаться и в береговых условиях, где, как следует из [28], получено соответственно другое распределение аэрозоля по размерам. Однако появление индикатрис острого типа, вероятно, будет существенно зависеть от направления ветра с суши или с моря, как это и было при измерениях в районе Одессы.

На рис. 20 представлена корреляционная связь между формой индикатрисы, характеризуемой величиной параметра K , и относительной влажностью. Как следует из рис. 20, разброс экспериментальных точек очень велик.

На рис. 21 представлена зависимость светового потока, рассеянного

назад в пределах углов от $\varphi = \frac{\pi}{2}$ до $\varphi = \pi$, $\Phi_2 = 2\pi \int_{\pi/2}^{\pi} \rho(\varphi) \sin \varphi d\varphi$ от общего показателя рассеяния, выраженного в величинах

$\alpha = 2\pi \int_0^{\pi} \rho(\varphi) \sin \varphi d\varphi$, или от метеорологической дальности видимости

$S = \frac{3}{\alpha}$. Как следует из рис. 21, имеющая место прямолинейная зависимость в интервале изменения метеорологической дальности видимости $1 \text{ км} \leq S \leq 220 \text{ км}$ резко ломается при переходе к туманам ($S < 1 \text{ км}$), где прямолинейная зависимость по-прежнему имеет место, но с другим углом наклона к оси абсцисс. Это, вероятно, следует объяснить другой природой частичек аэрозоля, на которых происходит рассеяние при $S < 1 \text{ км}$. Как указывалось выше, в дымках кривая распределения частиц по размерам подчиняется закону Юнге [25, 26], в тумане и облаках имеет место гамма-распределение [77].

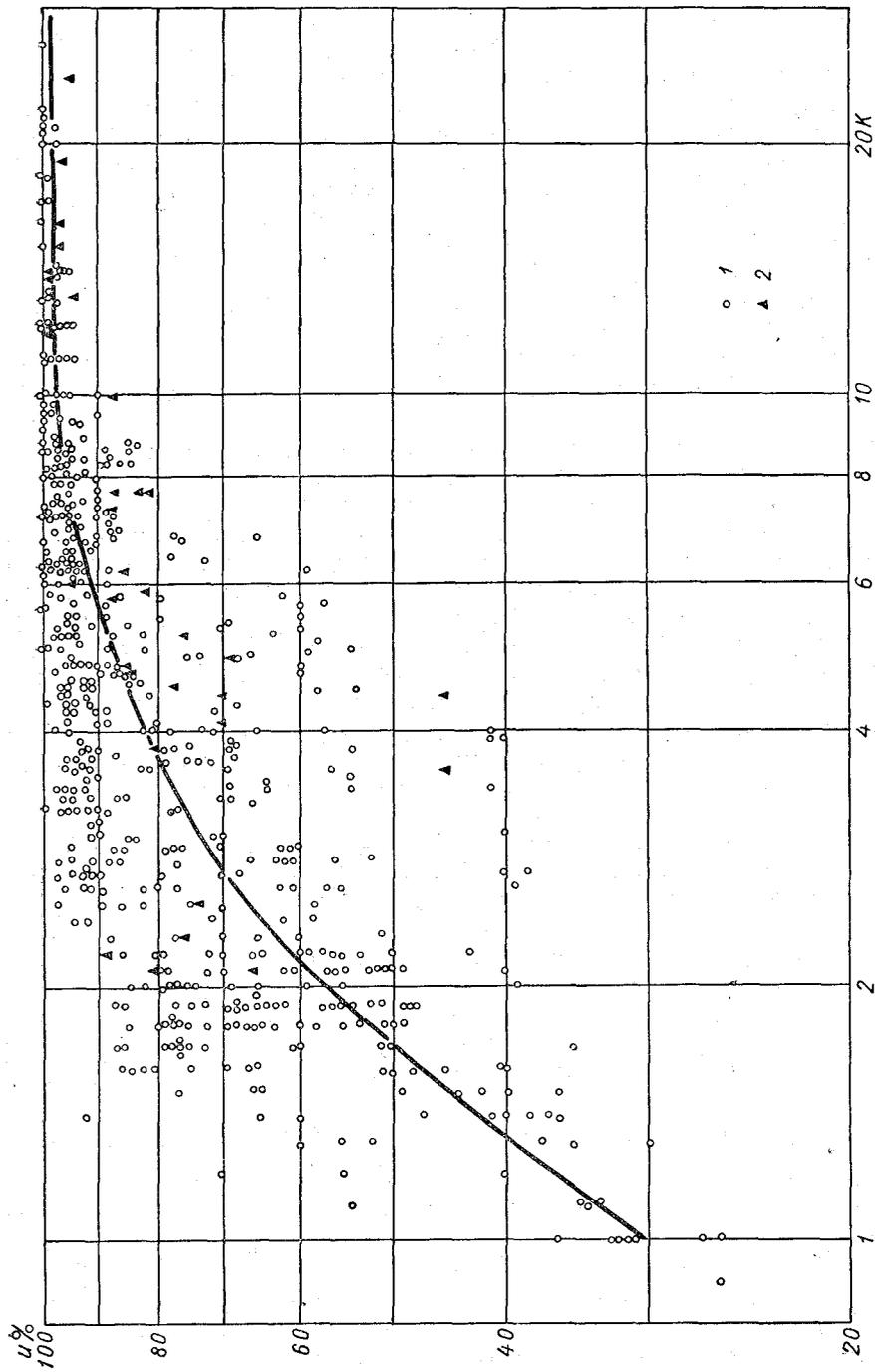


Рис. 20. Зависимость коэффициента асимметрии светового потока K от относительной влажности.
 1 — данные автора, 2 — данные Фойтика и Цшаека [34].

Величина показателя преломления частичек, на которых происходит рассеяние, тоже существенно меняется. Если в сухом воздухе он иногда может быть ближе к 1,50, чем к 1,33, благодаря наличию в воздухе полукристаллических солей NaCl и MgCl₂, то в тумане при рассеянии на каплях воды показатель преломления принимает значение 1,33.

Коэффициент корреляции между $\lg \Phi_2$ и $\lg S$ для интервала прозрачности $10 \text{ км} \leq S \leq 220 \text{ км}$ составляет $r = -0,91 \pm 0,01$, для $1 \text{ км} \leq S < 10 \text{ км}$ $r = -0,61 \pm 0,04$, для $0,22 \text{ км} \leq S < 1 \text{ км}$ $r = -0,78 \pm 0,04$. Для

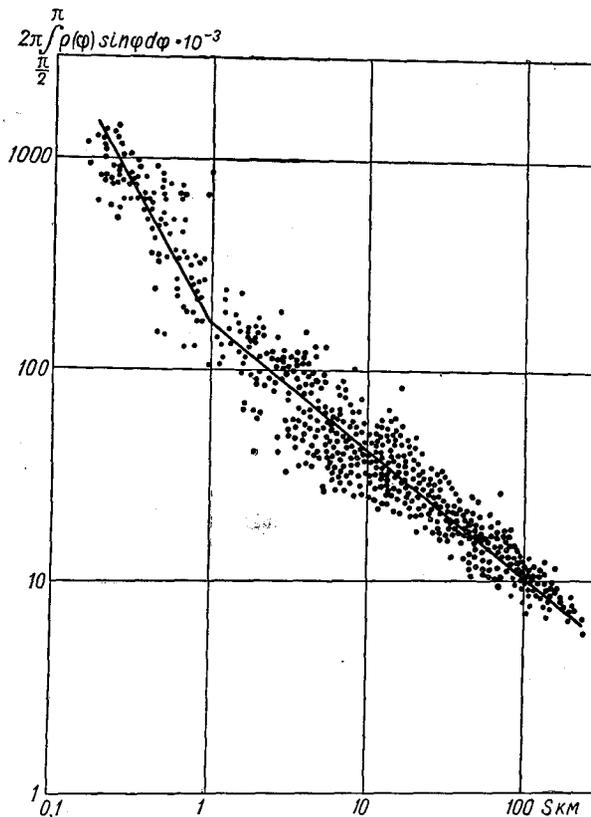


Рис. 21. Зависимость светового потока, рассеянного в заднюю полусферу, $\Phi_2 = 2\pi \int_{\pi/2}^{\pi} \rho(\varphi) \sin \varphi d\varphi$ от показателя ослабления и метеорологической дальности видимости.

всего интервала прозрачности $1 \text{ км} \leq S \leq 220 \text{ км}$ $r = -0,71 \pm 0,06$. Интересно отметить, что наиболее тесная связь между прозрачностью атмосферы и количеством света, рассеянного в заднюю полусферу, наблюдается для условий чистой атмосферы и тумана, что следует объяснить более однородным составом аэрозоля при этих условиях.

Полученная зависимость может быть использована при расчетах величин интенсивности уходящей радиации, а также при решении задач, связанных со знанием количества отраженного света при наблюдениях, когда весь отраженный свет попадает в глаз наблюдателя или на приемник радиации.

Отметим, что полученные нами закономерности рассеяния света в приземном слое атмосферы, а именно появление радуг вблизи $\varphi = 140^\circ$ (см. рис. 9 и 10), поведение прямых, выражающих зависимость между световыми потоками, рассеянными вперед и назад (рис. 19 и 21), еще раз подтверждают возможность деления состояния атмосферы с точки зрения метеорологической дальности видимости на две группы: дымку и туман, причем дымке соответствует состояние атмосферы, когда $S \geq 1$ км, а туману — $S \leq 1$ км. При этом, однако, следует иметь в виду, что четкого разграничения между дымкой и туманом нет, так как существует очень неустойчивая переходная область порядка 3—0,8 км, соответствующая рассеянию и образованию тумана, где оптические свойства аэрозоля очень неустойчивы из-за изменения как числа и размера частиц, так и их показателя преломления [56].

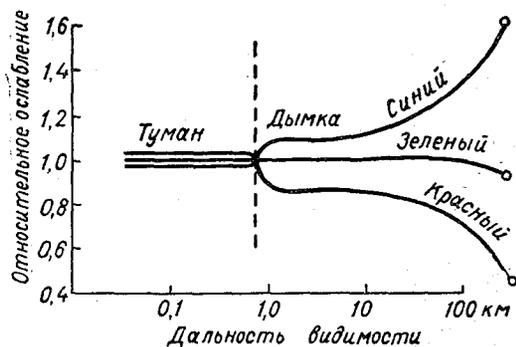


Рис. 22. Зависимость спектрального показателя ослабления метеорологической дальности видимости по данным Фойтцика [76].

Фойтцик [62], анализируя результаты своих спектральных измерений прозрачности нижних слоев атмосферы, предложил исходить при определении понятия дымки и тумана из спектральных свойств аэрозоля, которые, по его данным, тесно связаны с изменением метеорологической дальности видимости. Переход от дымки к туману, в котором ослабление определяется только рассеянием на крупных каплях воды, согласно экспериментальным данным [62], происходит при метеорологической дальности видимости 1 км, так как при $S > 1$ км имеет место селективная зависимость показателя ослабления для разных участков видимой области спектра, а для $S < 1$ км ослабление в пределах всего видимого спектра является нейтральным (рис. 22).

§ 6. О нефелометрическом методе измерения прозрачности атмосферы

Среди так называемых косвенных методов определения прозрачности атмосферы особое место занимает нефелометрический метод.

Основное достоинство этого метода по сравнению с другими прямыми и косвенными методами измерения прозрачности атмосферы состоит в том, что при применении нефелометров нет необходимости в использовании удаленных объектов и огней и вообще какой-либо измерительной базы. Исследованию подвергается небольшой объем воздуха непосредственно вблизи пункта наблюдения. Это обстоятельство позволяет успешно применять нефелометрический метод в тех случаях, когда другие методы измерения прозрачности атмосферы оказываются невозможными или затруднительными, например на корабле в открытом море, на самолете, аэростате, вертолете или в наземном пункте, горизонт которого закрыт и объекты, необходимые для определения прозрачности атмосферы другими методами, отсутствуют.

Как известно, рассматриваемый метод позволяет определять значение коэффициента прозрачности воздуха косвенно — по яркости рассеянного света небольшим объемом исследуемого воздуха.

В настоящее время известно три типа нефелометров, разработанных в СССР. Это нефелометр с постоянным углом наблюдения (типа КОЛ-8, КОЛ-10) [63, 64], нефелометр с переменным углом наблюдения, разработанный Н. Э. Ритынем и В. П. Лазаревым [40], и так называемый интегральный нефелометр конструкции В. Ф. Белова [35]. В США Уолдрамом [66] использовался нефелометр с переменным углом наблюдения для измерения индикатрис рассеяния и прозрачности атмосферы с самолета. В последнее время в ряде стран появились нефелометры, в которых измерение прозрачности атмосферы производится по интенсивности рассеянного света назад [67—69 и др.].

Однако приборы типа нефелометров до сих пор не получили широкого применения на практике, и фактически нефелометрический метод определения прозрачности атмосферы долгое время был совершенно необоснованно забыт.

Как показывают выполненные нами за последние годы исследования, возможности этого метода далеко не исчерпаны, точность рассматриваемого метода до сих пор не оценена. Это объясняется в первую очередь отсутствием необходимой аппаратуры, пригодной для работы в полевых условиях, позволяющей выяснить основной для нефелометрии вопрос, существует ли однозначная зависимость между рассеянием света в определенном направлении и интегральным показателем рассеяния. Ответ на поставленный вопрос могло дать только систематическое изучение индикатрис рассеяния света в приземном слое атмосферы в различных метеорологических условиях.

До сих пор все исследования подобного рода проводились путем изучения яркости рассеянного света от луча прожектора под различными углами к направлению распространения света. Эта методика, использованная в известных работах [30—35], требует создания достаточно громоздкой базовой установки, весьма сложной при ее использовании. Новые возможности в области исследования индикатрис рассеяния света в воздухе и совершенствования методов нефелометрии возникли благодаря созданию Ритынем и Лазаревым нефелометра с переменным углом наблюдения типа ИФ-14 [40].

Хотя оказалось, что однозначной зависимости между формой индикатрисы и прозрачностью не наблюдается (при заданной метеорологической дальности видимости могут наблюдаться индикатрисы рассеяния, значительно отличающиеся друг от друга по форме — см. рис. 10), весь материал наблюдений дает достаточно оснований для подтверждения пригодности нефелометрического определения прозрачности атмосферы путем измерения рассеяния света под постоянным углом 45° между направлениями распространения и рассеяния света.

Как известно, принцип измерения прозрачности атмосферы нефелометрами с постоянным углом наблюдения основан на предположении, что величина интегрального светорассеяния, характеризующего прозрачность атмосферы, однозначно связана с количеством света $\rho(\varphi)$, рассеянного под углом φ . Если это справедливо, то отношение $\frac{\rho(\varphi)}{\alpha}$ должно оставаться постоянным во всем интервале изменения прозрачности атмосферы

$$\rho^*(\varphi) = \frac{\rho(\varphi)}{2\pi \int_0^\pi \rho(\varphi) \sin \varphi d\varphi} = \text{const.}$$

Результаты обработки 927 индикатрис, измеренных с помощью нефелометра ИФ-14 в различных географических районах и в разное время

года, показали, что для приземного слоя атмосферы это отношение, положенное в основу конструкции нефелометров с постоянным углом наблюдения, является справедливым только при φ , близком к 45° . Величина этого отношения при $\varphi=45^\circ$, по нашим данным, для интервала $0,2 \text{ км} \leq S \leq 220 \text{ км}$ составляет $0,117 \pm 0,001$, среднее квадратическое отклонение от среднего значения для отдельного измерения составляет $\pm 15\%$. Оно обусловлено точностью измерения индикатрис рассеяния и пределами колебания ее формы при $\varphi=45^\circ$. Отметим, что приведенная нами в [78] величина $\rho^*(45^\circ) = 0,120 \pm 0,001$ получена в более узких пределах изменения атмосферного аэрозоля.

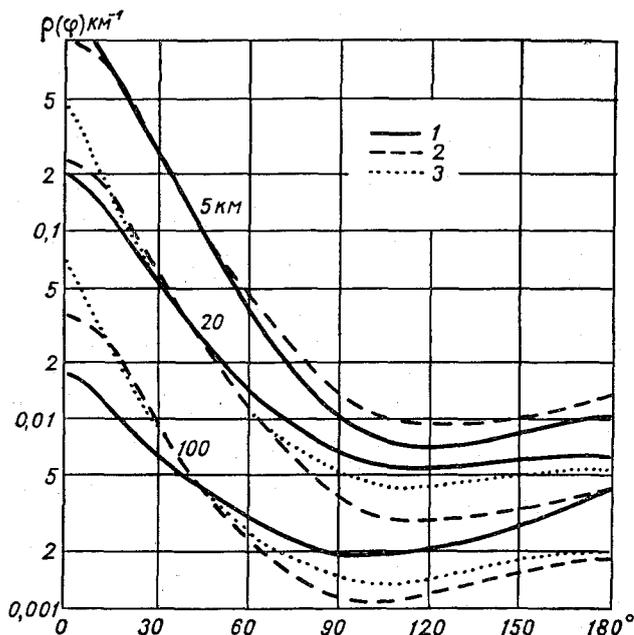


Рис. 23. Индикатрисы рассеяния света при различной прозрачности атмосферы по данным Фойтцика и Цшаака [34].

1 — Фойтцик и Цшаак, 2 — Регер и Зидентопф, 3 — Бульрих и Мёллер.

Эти результаты хорошо согласуются с результатами нашей обработки данных Фойтцика и Цшаака [34], полученных при измерении индикатрис рассеяния другим методом с использованием прожектора. Так, среднее значение $\rho^*(45^\circ)$, вычисленное нами по данным Фойтцика и Цшаака ([34], табл. 6), является наиболее постоянным при $\varphi=45^\circ$ и составляет $0,118 \pm 0,005$ (среднее квадратическое отклонение от среднего для одного измерения $\pm 13\%$), т. е. практически не отличается от величины, полученной нами.

На рис. 23 приведены индикатрисы рассеяния, полученные при метеорологической дальности видимости 5, 20 и 100 км [34]; кривые, полученные различными авторами и в разных пунктах, практически совпадают вблизи $\varphi=45^\circ$. В табл. 9 приведены средние значения $\rho^*(\varphi)$ при $\varphi=45^\circ$, полученные различными авторами.

Следует отметить необычайное постоянство величин $\rho^*(45^\circ)$ независимо от условий измерений. Так, наши данные, а также данные [53] получены в приземном слое атмосферы с использованием полярного не-

Автор	$\rho^*(45^\circ)$	Условия наблюдения
Фойтцик и Цшаек ([34], табл. 6)	$0,118 \pm 0,005$	$0,77 \leq S \leq 200$ км
Регер и Зидентопф ([32], табл. 7)	$0,113 \pm 0,004$	$5 \leq S \leq 340$ км
Настоящая работа	$0,117 \pm 0,001$	$0,2 \leq S \leq 220$ км
Стейлс и Честерман [53]	0,13	Измерения над морем при различной прозрачности атмосферы
Дермиджан [28]	$\approx 0,10$	Дымка } расчет Туман } расчет
Шифрин, Чайнова [14]	0,12—0,14 0,11—0,18	} Расчет для различных распределений Юнге
Пясковская-Фесенкова ([41], табл. 42)	0,101	
Тейлор ([70], рис. 5)	0,119	$\alpha_{\max} = 0,086$ км ⁻¹ (измерения яркости неба) Коэффициент корреляции 0,999, измерения индикатрис рассеяния в воде

фелометра с небольшим объемом рассеяния при измерениях индикатрис рассеяния в континентальных условиях и над морской поверхностью. В работах [32, 34] индикатрисы измерялись в приземном слое воздуха, но использовался прожекторный метод, при котором рассеивающий объем достигает нескольких десятков метров, а величина $\rho^*(\varphi)$ в работе [41] получена из измерений яркости неба, т. е. относится к индикатрисе атмосферы в целом.

Дермиджан [28] значение $\rho^*(45^\circ) \approx 0,10$ получил из расчета индикатрис рассеяния, соответствующих кривым распределения частиц по размерам в континентальных условиях, морских и для кучевых облаков (Cu). На основании этих расчетов Дермиджан рекомендует использовать нефелометрический метод для измерения прозрачности атмосферы по светорассеянию под углом 45° к направлению распространения света.

Величина $\rho^*(45^\circ)$, полученная Тейлором [70], соответствует рассеянию света в воде, причем коэффициент корреляции между рассеянием под углом 45° и общим показателем ослабления оказался равным 0,999. На основании этого Тейлор [70] предложил направление $\varphi = 45^\circ$ использовать для измерения прозрачности воды. На рис. 24 приведена полученная им корреляционная зависимость между $\rho(45^\circ)$ и α .

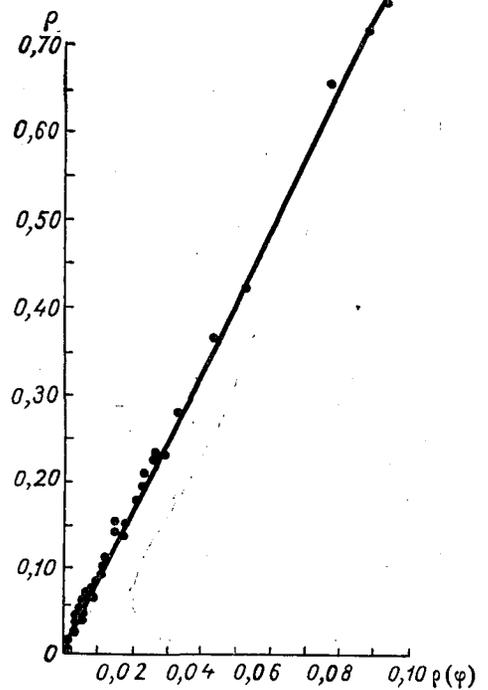


Рис. 24. Корреляционная зависимость между общим показателем рассеяния и коэффициентом рассеяния для угла рассеяния $\varphi = 45^\circ$ для воды по данным Тейлора [70].

В [71] показано также, что для океана отношение рассеяния под углом 45° к полному показателю рассеяния есть величина постоянная.

Интересно отметить, что индикатрисы рассеяния света крупными прозрачными стеклянными частицами сферической и произвольной формы с различными коэффициентами преломления, полученные Е. О. Федоровой [72], также пересекаются вблизи $\varphi=45^\circ$, если их привести к одному масштабу ([72], рис. 22—23).

Таким образом, полученные результаты измерений индикатрис рассеяния света как в локальном объеме рассеяния, так и во всей атмосфере в целом, исследование индикатрис рассеяния в различных средах: воздухе, воде, стеклянных частичек с различным коэффициентом преломления — позволяют утверждать, что принцип измерения прозрачности воздуха по светорассеянию под углом 45° , положенный в основу действия нефелометров с постоянным углом наблюдения, является правильным. Можно ожидать, что средняя квадратическая ошибка измерения метеорологической дальности видимости этим методом для $0,2 \text{ км} \leq S \leq 220 \text{ км}$ будет не больше $\pm 15\%$. Поэтому нельзя согласиться с встречающейся иногда в метеорологической литературе необоснованной критикой использования в нефелометрах постоянного угла наблюдения [35, 73].

При измерении прозрачности атмосферы по рассеянию света под углом 45° угол, из которого приходит рассеянный свет на приемник, не обязательно брать очень малым.

В табл. 10 приведены средние значения $\rho^*(\varphi)$ для φ , равного 40, 45 и 50° , для всего диапазона изменения прозрачности при $0,2 \text{ км} \leq S \leq 220 \text{ км}$ и пределы их колебаний вокруг средних чисел таблицы.

Таблица 10

φ°	$\rho^*(\varphi)$	$\frac{\Delta\rho^*(\varphi)}{\rho^*(\varphi)}$ одного измерения
40	0,152	$\pm 0,16$
45	0,117	$\pm 0,15$
50	0,091	$\pm 0,18$

Как следует из табл. 10, среднее квадратическое отклонение от среднего значения для одного измерения для всех трех углов одного порядка, однако величина $\rho^*(\varphi)$ для этих углов изменяется в 1,5 раза. Очевидно, величина телесного угла, из которого будет приходиться рассеянный свет на приемник, будет определяться его чувствительностью, а также заданной точностью измерения прозрачности атмосферы.

Остановимся на вопросе о возможности измерения прозрачности атмосферы по рассеянию света под углами, отличными от 45° .

На рис. 25а—25в представлена зависимость коэффициента рассеяния $\rho(\varphi)$ под различными углами рассеяния от прозрачности атмосферы. По оси абсцисс отложен показатель ослабления α и метеорологическая дальность видимости $S\left(S = \frac{3}{\alpha}\right)$, по оси ординат — значения $\rho(\varphi)$, полученные из умножения $\rho^*(\varphi)$ на то значение α , при котором данные класс и тип индикатрис наблюдались (см. табл. 7 и 3). Из рис. 25а—25в следует, что с уменьшением прозрачности значение коэффициента $\rho(\varphi)$ для всех значений φ растет. Однако практически однозначная зависимость между

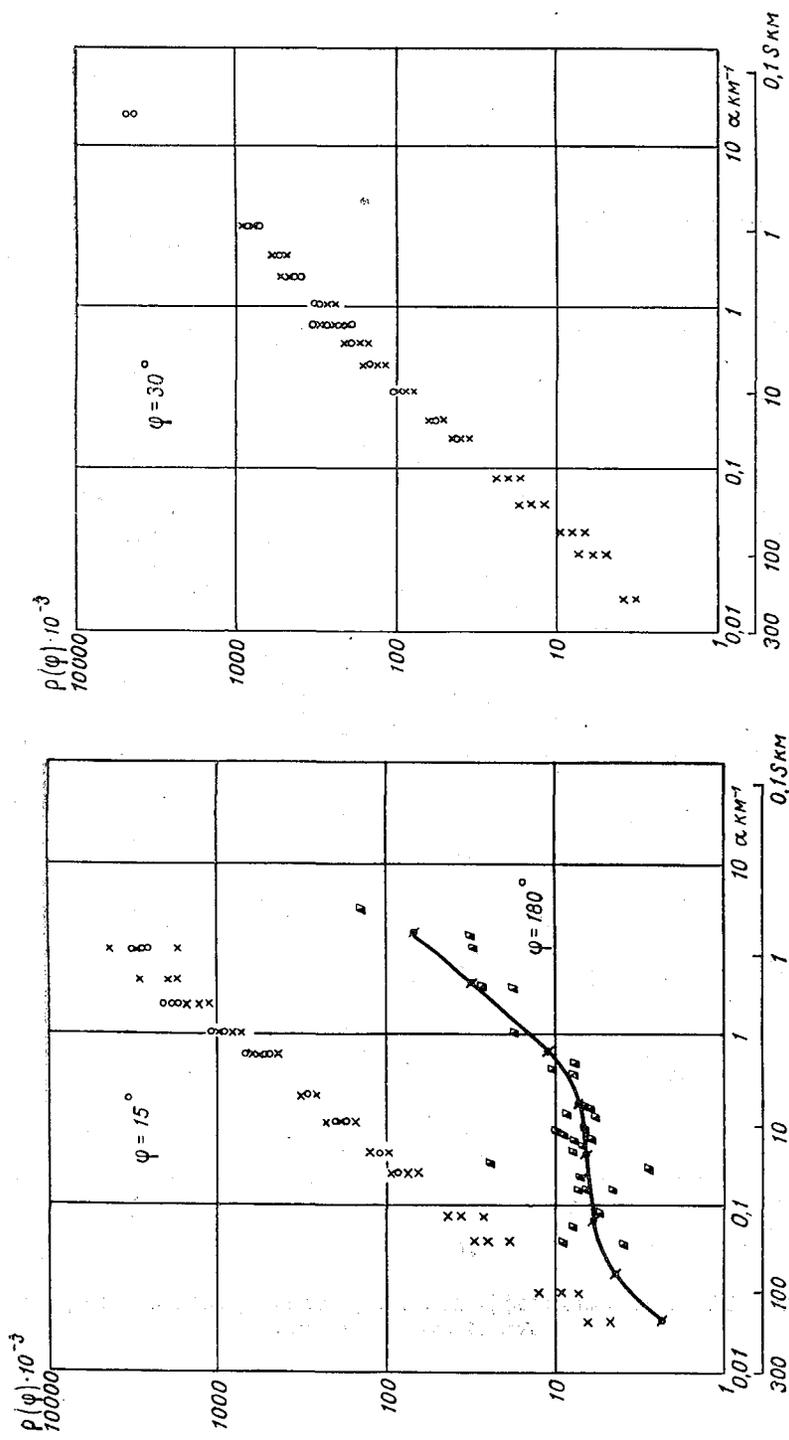


Рис. 25а. Зависимость коэффициента рассеяния $\rho(\varphi)$ от прозрачности атмосферы.
Усл. обозначения см. рис. 25б.

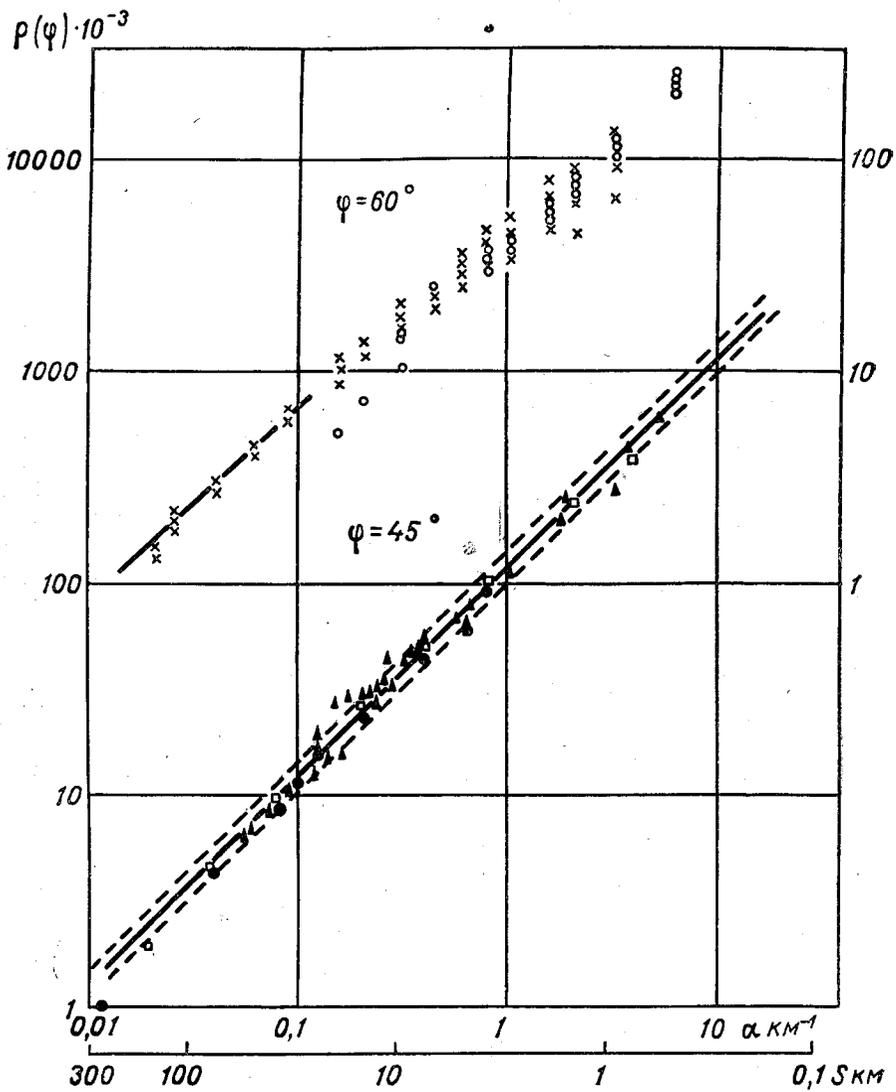


Рис. 256. Зависимость коэффициента $\rho(\psi)$ от прозрачности атмосферы.
Усл. обозначения см. рис. 25в.

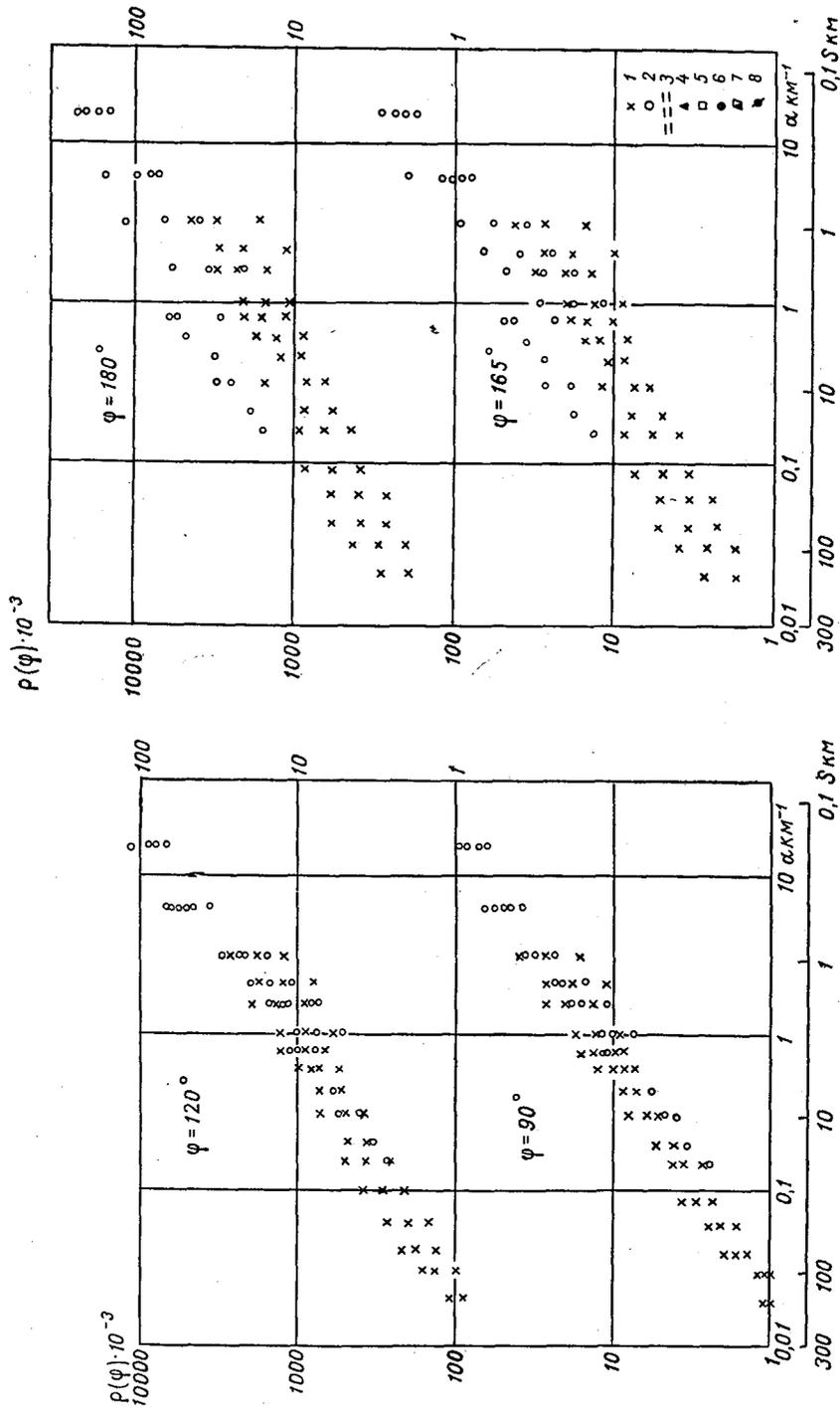


Рис. 25в. Зависимость коэффициента рассеяния $\rho(\varphi)$ от прозрачности атмосферы.
 1 — полый тип индикатрис рассеяния, 2 — острый тип индикатрис рассеяния, 3 — пределы колебания $\rho(\varphi)$ при $\varphi=45^\circ$, соответствующие среднему квадратическому отклонению $\pm 15\%$ от среднего значения для отдельного наблюдения по данным авторов, 4 — отдельные значения $\rho(45^\circ)$ по данным [34, табл. 3], 5 — средние значения $\rho(45^\circ)$ по данным [34, табл. 6], 6 — средние значения $\rho(45^\circ)$ по данным [32], 7 — отдельные значения $\rho(180^\circ)$ по данным [34], 8 — средние значения $\rho(180^\circ)$ по данным [34].

прозрачностью атмосферы и коэффициентом рассеяния $\rho(\varphi)$ для всего диапазона изменения прозрачности в приземном слое атмосферы имеет место лишь для направления, близкого к 45° . На рис. 25 б прерывистыми линиями показаны полученные нами пределы колебаний $\rho(\varphi)$ при $\varphi = 45^\circ$. Они соответствуют среднему квадратическому отклонению $\frac{\Delta\rho(\varphi)}{\rho(\varphi)}$ от среднего, равному $\pm 15\%$ для отдельного наблюдения. Различными значками показаны результаты измерения $\rho(45^\circ)$, полученные Фойтциком и Цшаеком [34] и Регером и Зидентопфом [32]. Как следует из рис. 25 б, точки, соответствующие как отдельным измерениям коэффициента рассеяния под углом 45° , так и средним его значениям, лежат в пределах изменения $\rho(45^\circ)$, полученных нами во всем интервале прозрачности атмосферы.

Для всех других направлений разброс точек достаточно велик и увеличивается по мере удаления от $\varphi = 45^\circ$. Для одного и того же значения угла рассеяния φ пределы колебания $\rho(\varphi)$ увеличиваются с уменьшением прозрачности атмосферы. Это объясняется тем, что при одной и той же прозрачности атмосферы могут наблюдаться индикатрисы различной формы, причем, чем больше замутненность атмосферы, тем больше пределы колебаний в форме индикатрисы (см. рис. 10); последнее находится в соответствии с данными [36].

Для направления $\varphi = 45^\circ$ даже существенное различие в форме индикатрисы рассеяния света не влияет на величину отношения (19), так как в этой точке нормированные по условию (19) индикатрисы практически совпадают. Поэтому, если стремиться к минимальной ошибке измерения метеорологической дальности видимости S методом нефелометрии во всем диапазоне изменения прозрачности, наблюдающейся в приземном слое атмосферы, наиболее выгодным направлением будет $\varphi = 45^\circ$; все другие направления дадут большие погрешности измерения, возрастающие с уменьшением прозрачности атмосферы.

Полученные результаты хорошо согласуются с теоретическими расчетами рассеяния света на отдельной сферической частице с $n = 1,33$ по теории Ми. Пендорф [74] проследил зависимость интенсивности

рассеяния света от величины $a = \frac{2\pi r}{\lambda}$

в больших пределах (0,1—400). На рис. 26 приведена по [74] зависимость величины $i_1 + i_2$ от a для шести направлений рассеяния φ : 0, 10, 20, 40, 90 и 180° . Из рис. 26 видно, что кривые имеют сильно выраженный колебательный характер, причем, если проследить поведение функции

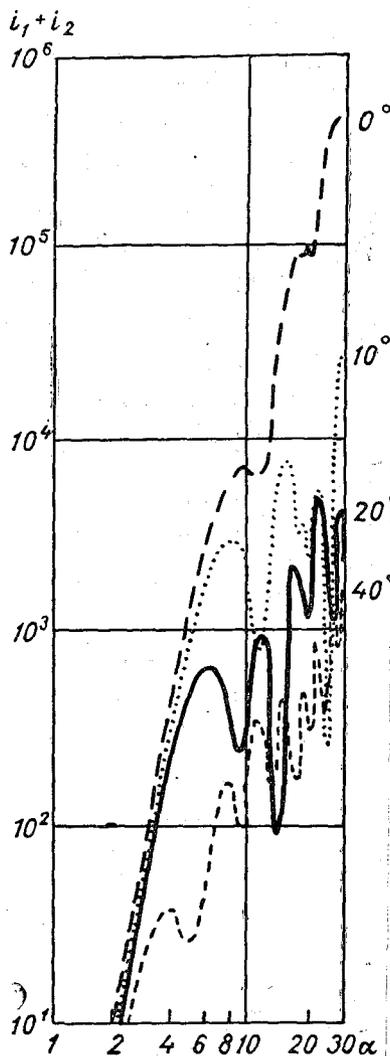
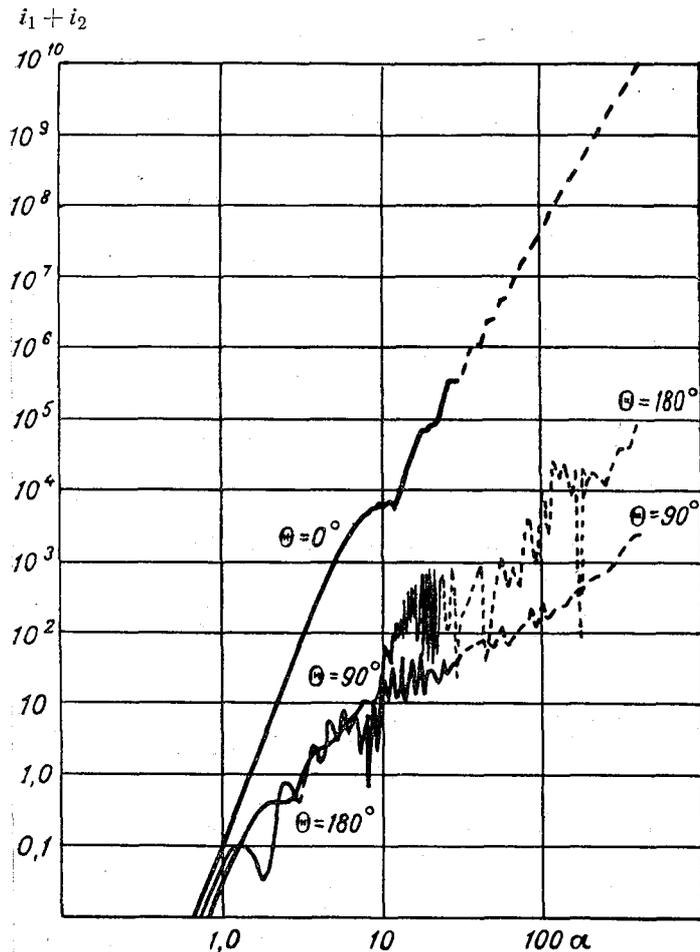


Рис. 26. Зависимость $\rho(\varphi) = i_1 + i_2$

$i_1 + i_2$ в зависимости от углов рассеяния, легко устанавливается, что амплитуда и частота колебаний имеют определенную тенденцию к изменению. При переходе от малых углов рассеяния к $\varphi = 40^\circ$ амплитуда и частота колебаний уменьшаются, достигая своего минимального значения вблизи $\varphi = 40^\circ$, а затем с увеличением углов рассеяния систематически возрастают. При $\varphi = 180^\circ$ амплитуда флуктуаций так велика и флуктуации появляются в таком малом интервале Δa , что логарифмическое представление графиков не способно выявить все детали для $a > 15$, причем при данном угле рассеяния чем больше a , тем больше амплитуда и частота колебаний.

Такая же тенденция в поведении функции $\rho(\varphi)$ в зависимости от угла рассеяния наблюдается и в нашем случае, безусловно, не в такой степени и сильно сглаженная, так как в атмосфере имеет место рассеяние не на одной частице, а на полидисперсном аэрозоле.

По данным Пясковской-Фесенковой [41], для определения прозрачности всей толщи атмосферы по измерениям яркости неба на альмуконтарате Солнца следует использовать угол рассеяния $\varphi = 60^\circ$. Это находит свое объяснение в том, что при изменении всей толщи атмосферы приходится иметь дело лишь с большими значениями коэффициента



от $a = \frac{2\pi r}{\lambda}$ для шести направлений по Пендорфу [74].

прозрачности. За наименьшее значение коэффициента прозрачности всей толщи атмосферы можно принять 0,50, что соответствует 0,92 на 1 км и $\alpha = 0,086 \text{ км}^{-1}$.

Прямая на рис. 25 б для $\varphi = 60^\circ$, построенная по нашим данным, подтверждает выводы [41] о выборе угла рассеяния, равного 60° , для измерения прозрачности всей толщи атмосферы. Точки, соответствующие показателю ослабления $0,02 \leq \alpha \leq 0,1$, хорошо легли на прямую для $\varphi = 60^\circ$.

Среднее значение $\rho^*(\varphi)$ при $\varphi = 60^\circ$ для этого интервала прозрачности, по нашим данным, составляет 0,071 (см. табл. 3 и 7), по Фойтцику и Цшаеку [34] — 0,076. Среднее значение $\frac{\mu}{\tau}$ (τ — оптическая толщина атмосферы, μ — коэффициент рассеяния), полученное Пясковской-Фесенковой и соответствующее нашему $\rho^*(\varphi)$, составляет 0,076 ([41], табл. 41).

Таким образом, при измерении прозрачности всей толщи атмосферы по яркости безоблачного неба может быть использовано направление $\varphi = 60^\circ$. Следует заметить, что эти выводы косвенно подтверждают надежность всех полученных нами результатов измерений индикатрис рассеяния.

В последнее время в литературе появилась работа, в которой приводятся результаты измерения прозрачности атмосферы по величине рассеянного света назад [75]. Согласно этим данным, между количеством рассеянного света назад и общим показателем рассеяния, или показателем ослабления, α существует тесная корреляционная связь. Средняя квадратическая ошибка измерения метеорологической дальности видимости составляет, по данным [75], $\pm 20\%$ для интервала $1,8 \text{ км} \leq S \leq 74 \text{ км}$. Однако анализ формы индикатрисы рассеяния света для углов, близких к 180° , заставляет весьма осторожно относиться к этим выводам.

Согласно рис. 25 а—25 в наименее выгодным направлением с точки зрения точности измерения прозрачности атмосферы являются углы, близкие к 180° . Разброс точек, соответствующих различным значениям $\rho(\varphi)$, возрастает по мере увеличения угла φ , поэтому нет основания предполагать, что при углах, мало отличающихся от 180° , разброс точек по каким-либо причинам может резко уменьшиться.

На рис. 25 в приводится ожидаемая зависимость $\rho(\varphi)$ от прозрачности атмосферы для $\varphi = 180^\circ$, построенная по экстраполированным точкам измеренных нами индикатрис. Естественно, что разброс точек для $\varphi = 180^\circ$ также велик. Поэтому можно ожидать, что точность измерения прозрачности атмосферы этим методом будет существенно ниже, чем приведенная в [75], и заведомо ниже, чем при измерениях под постоянным углом $\varphi = 45^\circ$.

Полученный нами все увеличивающийся разброс точек по мере удаления от $\varphi = 45^\circ$ согласуется с результатами измерений индикатрис рассеяния над поверхностью моря [53]. Разброс полученных в [53] значений $\rho(\varphi)$ при $\varphi = 160^\circ$ достигает десятикратной величины.

На неоднозначную зависимость количества рассеянного света назад от прозрачности атмосферы в связи с определением последней по рассеянию света назад указывает также Фойтцик [76].

Отметим, что большая погрешность измерения прозрачности атмосферы по рассеянию света назад, по нашим данным, обусловлена существованием индикатрис рассеяния острого типа, представленных на рис. 8 и 9 и обязанных своим появлением, как указывалось выше, присутствию в воздухе крупных капель воды.

Как следует из рис. 25а—25в точки, соответствующие индикатрисам этого типа, для углов, больших 135° , расположились обособленно и тем самым существенно увеличили пределы колебаний $\rho(\varphi)$ при данном значении α или S . Однако в континентальных условиях при метеорологической дальности видимости $S > 10$ км индикатрисы острого типа наблюдаются весьма редко (см. табл. 3). При малых значениях S они соответствуют неустойчивому состоянию атмосферы — моменту образования или рассеяния тумана, поэтому тоже наблюдаются сравнительно редко и в течение короткого периода времени (см. табл. 9). Может быть, этим, а также тем, что измерения производились лишь в береговых условиях атмосферного аэрозоля, можно объяснить относительно высокую точность, полученную в работе [75] при измерениях метеорологической дальности видимости по интенсивности рассеянного света назад.

На рис. 25 в для $\varphi = 165^\circ$ и $\varphi = 180^\circ$ через точки, соответствующие полному и острому типам индикатрис рассеяния, можно провести две различные кривые зависимости коэффициента рассеяния $\rho(\varphi)$ от показателя ослабления α , соответствующие двум различным группам аэрозоля. Вероятно, в морских или прибрежных условиях ход зависимости $\rho(\varphi)$ в функции α будет иным, а следовательно, иной должна быть и градуировка прибора. Решить этот вопрос можно будет лишь тогда, когда будут поставлены одновременные измерения прозрачности атмосферы и интенсивности рассеянного света назад, охватывающие весь диапазон изменения как прозрачности атмосферы, так и естественного аэрозоля в приземном слое атмосферы.

Теоретический расчет Фена [79] зависимости между коэффициентом рассеяния назад $\rho(180^\circ)$ и общим показателем ослабления α показал, что однозначной зависимости между этими величинами нет. Различные процессы, вызывающие разрушение и образование естественного аэрозоля (например, коагуляция, уменьшение или увеличение числа частиц в единице объема, изменение размера частиц при постоянном значении их общего числа и др.), дают существенно различные соотношения между коэффициентом рассеяния назад и показателем ослабления.

В качестве иллюстрации теоретических расчетов Феном были рассмотрены экспериментальные работы по исследованию связи между $\rho(180^\circ)$ и α [75, 78], причем показано, что для интервала прозрачности атмосферы $10 \text{ км} \leq S \leq 200 \text{ км}$ кривая, характеризующая связь между этими величинами, имеет один и тот же вид в [75] и [78]. В работе [78] $S = C\rho(180^\circ)^{-1,43}$, что практически совпадает с результатами работы [75], в которой $S = C\rho(180^\circ)^{-1,50}$, где C — постоянная. Отличие составляет большая дисперсия точек вокруг средней кривой в [78], что Фен, так же как и мы, объясняет тем, что результаты работы [75] были получены в береговых условиях, а измерения индикатрис рассеяния в [78] были проведены в очень широких пределах изменения естественного аэрозоля. Это обстоятельство, а также результаты теоретических расчетов заставили Фена сделать вывод, что, хотя в большинстве случаев и может иметь место зависимость между рассеянием назад и показателем ослабления, полученная в [75], в связи с различным характером процессов, вызывающих распад или образование аэрозоля в естественных условиях, как постоянная C , так и показатель степени может меняться от случая к случаю.

Работа [75] послужила основанием для разработки целой серии измерителей видимости, основанных на измерении прозрачности атмосферы по интенсивности света, рассеянного назад [67—69 и др.].

В работе [67] рассмотрен прибор, предназначенный для измерения прозрачности атмосферы по рассеянию света назад, в котором автор

использует зависимость $\rho(180^\circ)$ от α , полученную в [34] и изображенную на рис. 25 в. Обращает на себя внимание резкий излом кривой при величине показателя ослабления α порядка 0,4 и практически отсутствие зависимости $\rho(180^\circ)$ от α в интервале $0,07 \leq \alpha \leq 0,4$. Это, по-видимому, можно объяснить небольшим количеством наблюдений индикатрис рассеяния (31 индикатриса в интервале $0,8 \text{ км} \leq S \leq 70 \text{ км}$), при котором не удалось охватить все метеорологические условия, которые могут наблюдаться в приземном слое атмосферы. Так, если обратиться к полученной нами зависимости $\rho(180^\circ)$ от показателя ослабления α (рис. 25 в) и не рассматривать точки, соответствующие морским измерениям индикатрис рассеяния острого типа в интервале $0,1 < \alpha < 1$, которые в [34] не могли наблюдаться, то вид ее будет подобен виду кривой на рис. 25 а с изломом при α порядка 0,6. Отметим, что разброс точек, соответствующих отдельным измерениям [34], также велик (рис. 25 а).

Параллельные измерения метеорологической дальности видимости по интенсивности рассеянного света назад и обычным регистратором прозрачности, проведенные в [67], не всегда хорошо согласуются между собой. Однако автор не приводит оценки точности измерения прозрачности атмосферы по рассеянию света назад и указывает лишь, что удовлетворительную точность можно получить при $S \leq 10 \text{ км}$.

По-видимому, целесообразна разработка приборов, основанных на этом принципе, лишь простых, например типа М-53 [69], так как точность их не будет высокой в силу непостоянства формы индикатрисы рассеяния.

В заключение отметим, что часто в качестве основного недостатка нефелометрического метода определения прозрачности атмосферы подчеркивается его локальность — необходимость распространения результатов измерения в малом объеме на большое пространство. Однако по сравнению с преимуществами и достоинствами этого метода (отсутствие измерительной базы, одинаковая точность измерения прозрачности атмосферы во всем диапазоне ее изменения и пр.) отмеченный недостаток не столь существен при использовании этого прибора в нормальных условиях, не искаженных сугубо местными помутнениями атмосферы (пыль от дорог, дым от отопительных устройств и т. д.). Это подтверждается параллельными измерениями прозрачности атмосферы нефелометром ИФ-14 [40] и приборами, основанными на других принципах определения прозрачности.

Результаты такого сопоставления представлены на рис. 6, где приведены результаты измерений S , полученные с помощью регистратора прозрачности М-37 [47] и установки [46], и результаты определения S по данным нефелометра ИФ-14.

Рисунок 6 показывает хорошее согласие результатов измерения метеорологической дальности видимости во всем диапазоне прозрачности атмосферы, в котором работают приборы [47, 46], явно не искаженные ошибками за счет локальности метода.

Локальность нефелометрического метода может играть существенную роль при измерениях в туманах, когда и другие методы будут давать ненадежные результаты, зависящие от изменения прозрачности тумана во времени и пространстве.

С другой стороны, при использовании нефелометра на движущемся корабле или самолете локальность метода преодолевается тем, что мы получаем как бы разрез прозрачности атмосферы по маршруту следования корабля или самолета, что дает возможность судить об изменениях прозрачности в достаточно толстом слое атмосферы.

В табл. 1 настоящей главы приведены результаты одновременных

измерений прозрачности атмосферы нефелометром ИФ-14 и звездным фотометром ГГО, выполненных на борту корабля на Черном море.

С одной стороны, локальность нефелометрического метода была учтена здесь тем, что измерения S проводились в отдельных пунктах по мере приближения к маяку. С другой стороны, нефелометрический метод измерения позволил получить разрез прозрачности атмосферы вдоль пути следования корабля.

Гораздо более существенным недостатком нефелометрических методов измерения прозрачности атмосферы является то, что, как правило, рассеяние света измерялось в воздухе, протягиваемом через закрытый объем [35, 63]. При тумане или в тех случаях, когда в воздухе содержится много крупных частиц (пыли, дыма), естественная структура аэрозоля нарушается и характер рассеяния света в закрытом объеме будет отличаться от рассеяния в свободной атмосфере. Весьма вероятно, что именно этим обстоятельством объясняется то, что нефелометры до сих пор не нашли применения в практике измерения прозрачности. В последнее время появились нефелометры, используемые для измерений индикатрис рассеяния, в которых измерение рассеянного света производится в открытом объеме [36, 37, 44 и др.].

Нефелометрический метод измерения прозрачности атмосферы является единственным методом, позволяющим измерять с одинаковой точностью метеорологическую дальность видимости во всем диапазоне ее изменения в приземном слое атмосферы. В связи с этим желательнее дальнейшее его усовершенствование и внедрение в практику измерения прозрачности атмосферы.

Работа в этой области должна вестись в направлении перехода от визуальных измерений к фотоэлектрическим с непрерывной автоматической регистрацией данных. Используемый в нефелометре ИФ-14 [40] метод измерения рассеянного света в открытом объеме воздуха следует распространить и на нефелометры с постоянным углом наблюдения с тем, чтобы не нарушать естественную структуру аэрозоля. Для того чтобы этот метод был применим и в дневных условиях, световой поток в приборе должен быть модулирован так, как это делается в современных фотоэлектрических регистраторах прозрачности атмосферы [45, 65].

ЛИТЕРАТУРА

1. Rayleigh J. On scattering of light by small particles. *Philosoph. Mag.*, 41, 1881.
2. Mie G. Beitrage zur Optik trüber Medien, speziell kolloidaler Metallösungen. *Ann. d. Physik*, 25, 1908.
3. Шифрин К. С. Рассеяние света в мутной среде. Гостехиздат, М.—Л., 1951.
4. Ван де Хюлст Г. Рассеяние света малыми частицами. ИЛ, М., 1961.
5. Шулейкин В. В. Физика моря. ОНТИ, 1933.
6. Шулейкин В. В. Материалы по оптике сильно рассеивающей среды в применении к морской воде, облакам и туманам. *Геофизика*, № 3, 1933.
7. Houghton H. G., Chalker W. R. The scattering cross section of water drops in air for visible light. *JOSA*, vol. 39, 1949.
8. Lowan A. N. Tables of scattering functions for spherical particles. *Nat. Bureau of Standards*, app. math. series, 4, Washington, 1948.
9. Gumprecht R. O., Sung Neng-Lun, Slipcevic C. M. Angular distribution of intensity of light scattering by large droplets of water. *JOSA*, vol. 42, No. 4, 1952.
10. Walter H. Streulichtintensität großer sphärischer Partikel. *Optik*, Bd 14, Nr. 3, 1957.
11. Giese R., de Bary E., Bullrich K., Vinnerman C. Tabellen der Streufunktion $i_1(\varphi)$, $i_2(\varphi)$ und Streuquerschnittes $K(\alpha, m)$ homogener Kügelchen nach der Mie-schen Theorie. *Academic Verlag*, Berlin, 1962.
12. Шифрин К. С., Зельманович И. Л. Матрица для расчета коэффициента рассеяния назад. Труды ГГО, вып. 170, 1965.

13. Шифрин К. С. О вычислении радиационных свойств облаков. Труды ГГО, вып. 46 (108), 1955.
14. Шифрин К. С., Чаянова Э. А. Индикатрисы распределения Юнге и типа Юнге. Труды ГГО, вып. 170, 1965.
15. Шифрин К. С., Раскин В. Ф. Атмосферная индикатриса, соответствующая обобщенному распределению Юнге. Труды ГГО, вып. 109, 1961.
16. Fell R. W. Aerosol-Verteilungen und atmospherisches Streulicht. Beitr. zur Phys. der Atmosph., 37, 2, 1964.
17. Bullrich K. Mie scattering of an atmospheric air volume. I.C.E.S. Pergamon Press; Oxford, London, New-York, Paris, 1963.
18. Bullrich K. Scattering radiation in the atmosphere and natural aerosol. Adv. in Geoph., vol. 10, 1964.
19. De Bary E., Bullrich K. Einfluß der Aerosolgrößenverteilung auf die Intensität der gestreuten Strahlung eines Luftvolumens. Zeit. f. Met., Bd 15, H. 1—6, 1961.
20. De Bary E., Bullrich K. Über der Anteil der Rayleigh-Streuung und den Einfluß der Aerosol-Größenverteilung auf Extinktion und spektrale Intensität der Streustrahlung eines Luftvolumens. Arch. f. Met. Geoph. u. Biokl., Ser B, Bd 12, H. 2, 1963.
21. De Bary E., Bullrich K. Der Einfluß der Aerosol-Größenverteilung auf den Polarisationsgrad der gestreuten Strahlung eines Luftvolumens mit Berücksichtigung der Rayleigh-Streuung. Arch. f. Met., Geoph. u. Biokl., Ser. B, Bd 13, H. 1, 1963.
22. Шифрин К. С., Раскин В. Ф. Средняя индикатриса рассеяния при гамма-распределении. Труды ГГО, вып. 109, 1961.
23. Раскин В. Ф., Шифрин К. С. Влияние параметров распределения на индикатрису рассеяния. Труды 5-го Совещания по актинометрии и атмосферной оптике. Изд-во «Наука», 1964.
24. Шифрин К. С., Раскин В. Ф. К теории атмосферной индикатрисы рассеяния. Труды 2-го Межведомственного совещания по актинометрии и атмосферной оптике. Гидрометеоиздат, Л., 1961.
25. Junge C. E. Gesetzmäßigkeiten in der Größenverteilung atmosphärischer Aerosole über dem Kontinent. Ber. des Dt. Wetterdienst UZ-Zone, 35, 1952.
26. Junge C. E. The size distribution and origin of natural aerosols as determined from electrical and optical data on the atmosphere. J. of Met., vol. 12, No. 1, 1955.
27. Volz F. Die Optik und Meteorologie der atmosphärischen Trübung. Berichte des Deutsch. Wetterd. UZ-Zone, Bd 2, Nr 13, 1954.
28. Deirmedjian D. Scattering and polarization properties of water clouds and hazes in the visible and infrared. App. Opt., vol. 3, No. 2, 1964.
29. Шифрин К. С. Рассеяние на двуслойных частицах. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 2, 1952.
30. Hulbert E. O. Optics of atmospheric haze JOSA, vol. 31, No. 7, 1941.
31. Bullrich K. Durchlässigkeitszahl und Zerstreungsfunktion in dunstiger Luft. Met. Z., 61, 1944.
32. Reeger E., Siedentopf H. Die Streufunktion des atmosphärischen Dunstes nach Scheinwerfermessungen. Optik, 1, 1946.
33. Bullrich K., Möller F. Die Streuung des Lichtes in trüber Luft. Optik, 2, 1947.
34. Foitzik L., Zschaeck H. Messungen der spektralen Zerstreungsfunktion bodennaher Luft bei guter Sicht, Dunst und Nebel. Z. Met., Bd 7, H. 1, 1953.
35. Белов В. Ф. Измерение основных оптических характеристик приземного слоя воздуха. Гидрометеоиздат, Л., 1956.
36. Bullrich K. Streulichtmessungen in Dunst und Nebel. Meteor. Rundschau, 13, No. 1, 1960.
37. Pritchard B. S., Elliott W. G. Two instruments for atmospheric optics measurements. JOSA, vol. 50, No. 3, 1960.
38. Бойко П. Н., Лившиц Г. Ш., Торопова Т. П. Фотоэлектрические измерения индикатрис рассеяния в приземном слое атмосферы. ДАН СССР, т. 124, № 4, 1959, 803—804.
39. Бартенева О. Д. Исследование индикатрис рассеяния света в приземном слое атмосферы. Труды 2-го Межведомственного совещания по актинометрии и атмосферной оптике. Гидрометеоиздат, Л., 1961.
40. Ритынь Н. Э., Лазарев В. П. Прибор для измерения индикатрис рассеяния света в воздухе. Оптико-механическая промышленность, № 2, 1959.
41. Пясковская-Фесенкова Е. В. Исследование рассеяния света в земной атмосфере. Изд-во АН СССР, М., 1957.
42. Бартенева О. Д., Болдырев И. Г., Башилов Г. Я. Опыт работы с нефелометром ИФ-14 с переменным углом наблюдения. Оптико-механическая промышленность, № 2, 1959.

43. Торопова Т. П. Исследование окосолнечного ореола. Материалы Совещания по рассеянию и поляризации света в атмосфере. Труды Астрофизического ин-та, т. III. Изд-во АН КазССР, 1962.
44. Grosby P., Koerber B. W. Scattering of light in lower atmosphere. JOSA, vol. 53, No. 3, 1963.
45. Попов О. И. Фотоэлектрическая установка для измерения прозрачности воздуха. Светотехника, № 1, 1957.
46. Мейнгард П. И., Попов О. И., Шолохова Е. Д. Регистрирующая фотоэлектрическая установка для измерения прозрачности воздуха в видимой области спектра. Актинометрия и атмосферная оптика. Труды 2-го Межведомственного совещания по актинометрии и атмосферной оптике. Гидрометеоздат, Л., 1961.
47. Горышин В. И. Установка для измерений и регистрации горизонтальной прозрачности атмосферы. Труды ГГО, вып. 100, 1959.
48. Болдырев Н. Г., Бартенева О. Д. Определение метеорологической дальности видимости по контрастам удаленных объектов. Труды ГГО, вып. 42, 1953.
49. Бартенева О. Д., Болдырев Н. Г., Бутылев А. А. Определение прозрачности атмосферы и силы света удаленных огней звездным фотометром. Труды ГГО, вып. 42, 1953.
50. Бартенева О. Д. Индикатрисы рассеяния в приземном слое атмосферы. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 12, 1960.
51. Бартенева О. Д., Полякова Е. А. Исследования ослабления и рассеяния света в естественном тумане в зависимости от его микрофизических свойств. Физика атмосферы и океана, т. 1, № 2, 1965.
52. Шифрин К. С. Влияние тумана на радиационный баланс. Труды ГГО, вып. 27 (89), 1951.
53. Chesterman W. D., Stiles W. S. Symposium on searchlights. Illum. Engn. Soc. (London), 1948.
54. Curcio J. Evaluation of atmospheric aerosol particle size distribution from scattering measurements in the visible and infrared JOSA, vol. 51, No. 5, 1961.
55. Gibbons M. G., Nichols J. R., Langhridge F. S., Rudkin R. L. Transmission and scattering properties of Nevada Desert atmosphere. JOSA, vol. 51, No. 6, 1961.
56. Bullrich K. Der Beginn der Nebelbildung und seine optische Auswirkung. Zeit. f. Angewandte Mathem. und Phys. (ZAMP), vol. 14, Fasc. 5, 1963.
57. Sprenger D. Scattering function for fogs. JOSA, vol. 50, No. 6, 1960.
58. Касаткина О. И., Шифрин К. С. К вопросу об индикатрисе рассеяния света системой шарообразных частиц. Труды ГГО, вып. 170, 1965.
59. Шифрин К. С., Раскин В. Ф. Чувствительность полидисперсной индикатрисы к форме кривой распределения. ДАН СССР, т. СXXXVII, № 1, 1961.
60. Георгиевский Ю. С., Дривинг А. Я., Золотавина Н. В., Розенберг Г. В., Фейгельсон Е. М., Хазанов В. С. Проекторный луч в атмосфере. Исследования по атмосферной оптике. Под ред. Г. В. Розенберга. Изд-во АН СССР, М., 1950.
61. Лившиц Г. Ш. Рассеяние света в атмосфере. Изд-во АН СССР, Алма-Ата, 1965.
62. Foitzik L. Über die Lichtdurchlässigkeit der stark getrübbten Atmosphäre im sichtbaren Spektralbereich. Deutsche Reich. Reichsamt f. Wetterdienst. Wiss. Abh. IV, Nr 5, 1938.
63. Ритынь Н. Э. Работы ГОИ по нефелометрии. Изв. АН СССР, сер. геофиз. и геогр., № 3, 1942.
64. Ритынь Н. Э. Полевые испытания нефелометра для определения прозрачности атмосферы. Журнал технической физики, т. 15, вып. 6, 1945.
65. Горышин В. И. Компенсационный фотометр для точных измерений и регистрации прозрачности атмосферы. Труды ГГО, вып. 118, 1961.
66. Waldgram J. M. Measurements of the photometric properties of the upper atmosphere. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 71, No. 309—310, 1945.
67. Mücke G. Über einen neuen registrierenden Sichtmesser. Abh. des Meteor. u. Hydrol. Dienst. d. DDR, Nr 39, Bd V, 1956.
68. Früngel F. Automatic fog warning equipment using sub-microsecond light pulses. Bull. of the Amer. Met. Soc., vol. 45, No. 9, 1964.
69. Дашкевич Л. Л. Поляризационный измеритель видимости М-53 и методика измерений. Труды НИИГМП, вып. 10, 1961.
70. Tyler J. E. Measurement of the scattering properties of hydrosols. JOSA, vol. 51, No. 11, 1961.
71. Jerlov N. G. Particle distribution in the Ocean. Report of the Swedish Deep-Sea Expedition (wettergren and Kerbers Ferlag, Göteborg, Sweden, 1953), Vol. III, Physics and Chemistry, No. 3, 1953.

72. Федорова Е. О. Изучение индикатрис рассеяния света крупными прозрачными частицами сферической и произвольной формы. Труды ГОИ, т. XXV, вып. 151, 1957.
73. Гаврилов В. А. О нефелометрическом методе определения прозрачности атмосферы. Метеорология и гидрология, № 8, 1951.
74. Pendorf R. Angular Mie Scattering. JOSA, vol. 52, No. 4, 1962.
75. Curcio J. A., Knestrick G. Correlation of the atmospheric transmission with backscattering. JOSA, vol. 48, No. 10, 1948.
76. Foitzik L. Beitr. Phys. Atmosph., No. 1—2, 1959.
77. Хргиан А. Х., Мазин И. П. О распределении капель по размерам в облаках. Труды ЦАО, вып. 17, 1956.
78. Бартенева О. Д., Башилов Г. Я. О нефелометрическом методе измерения прозрачности атмосферы. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 4, 1961.
79. Fenn R. W. Correlation between atmosphere backscattering and meteorological visual range. Appl. Opt., No. 2, 1966.
80. De Vary E., Braun B., Bullrich K. Tables related to light scattering in a turbid atmosphere, vol. I, II, III. AFCRL—65—710 (II), Special reports, No. 33, Sept. 1965. Air Force Cambridge Research Laboratories.

ГЛАВА IV

СВЕТОВОЙ РЕЖИМ ПРИЗЕМНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ

Введение

Условия естественного освещения под открытым небом определяются тремя основными источниками света: Солнцем, которое является первичным источником, подвижным и практически точечным, и вторичными источниками конечных размеров — небом, т. е. атмосферой, рассеивающей проходящий свет Солнца, и земными покровами, отражающими падающий на них свет от Солнца и неба. Вследствие движения Солнца и изменения состояния атмосферы и земных покровов световое поле, создаваемое этими источниками, непрерывно меняется во времени. Для данного географического пункта эти изменения завершают свой цикл в течение годового периода вместе с движением первичного источника — Солнца, причем ход их в различные годы имеет примерно одинаковый характер.

Вследствие этого фактическая естественная освещенность является сложной функцией времени статистического характера, поэтому можно рассматривать только ее вероятный ход во времени, полученный как среднее из многолетних наблюдений.

В настоящее время наряду с хорошо налаженной сетью актиметрических станций, дающих полную информацию о режиме коротковолновой и длинноволновой радиации по всему земному шару, полностью отсутствуют регулярные наблюдения за естественной освещенностью, на базе которых можно было бы получить те или иные закономерности светового режима статистического характера.

Исследование светового режима можно вести тремя путями.

Во-первых, путем непосредственного измерения его характеристик в естественных условиях данной местности с последующей им статистической обработкой. В данных такого рода отражено влияние на величину освещенности всех физико-географических и метеорологических факторов того или иного пункта, где проводились измерения, т. е. облачности, прозрачности атмосферы, продолжительности солнечного сияния, высоты Солнца и свойства подстилающего покрова. Работы этого направления дают представление о световом режиме того или иного района в зависимости от его географического местоположения. Они очень трудоемки и требуют длительного периода наблюдений из-за больших колебаний естественной освещенности и имеют тот недостаток, что полученные результаты пригодны лишь для местности, где проводились измерения, и не подлежат распространению на другие физико-географические районы. Они также не могут быть использованы при

решении задач, которые требуют знания величины освещенности в определенном момент в том или ином пункте для заданных наперед условий (высота Солнца, облачность, подстилающая поверхность).

Во-вторых, можно изучать влияние отдельных факторов, например высоты Солнца, снежного покрова, количества и вида облачности, на отдельные характеристики светового климата и получать эмпирические зависимости, а затем, зная высоту Солнца, облачность и продолжительность солнечного сияния, можно получить приближенную картину светового климата для того или иного географического района.

В-третьих, для получения информации о световом климате можно воспользоваться многолетними данными актинометрических наблюдений за солнечной радиацией, которые проводятся на большинстве метеорологических станций по всему земному шару и могут обеспечить как широтный, так и меридиональный разрез характеристик светового климата. Для этого надо знать световой эквивалент радиации, за который принято считать число люксов, приходящееся на $1 \text{ кал/см}^2 \text{ мин}$.

Мы пошли по пути изучения отдельных составляющих светового режима приземного слоя атмосферы в зависимости от астрономических и метеорологических условий, т. е. от высоты Солнца, облачности, прозрачности атмосферы, влажности и характера аэрозоля. Для этого мы, во-первых, воспользовались и обобщили данные, имеющиеся в мировой литературе, а во-вторых, когда этих данных не доставало, поставили специальные измерения.

Вопрос о роли отражающей способности подстилающей поверхности в формировании светового режима в настоящей работе отдельно не рассматривается, но влияние ее на другие составляющие светового режима всегда учитывается.

В настоящей работе также рассмотрен вопрос о величине светового эквивалента радиации, его зависимость от высоты Солнца, облачности и метеорологических условий.

Знание светового эквивалента радиации позволит получить информацию о световом режиме уже не одного пункта, а территории, на которой имеется сеть станций, ведущих актинометрические наблюдения с точностью, вполне достаточной для удовлетворения нужд практики. Такой метод избавляет от постановки длительных специальных наблюдений за освещенностью.

Естественное освещение принято делить в зависимости от его интенсивности и времени суток на дневное, сумеречное и ночное. Так оно будет рассматриваться и здесь.

СВЕТОВОЙ РЕЖИМ В СВЕТЛОЕ ВРЕМЯ СУТОК

§ 1. Солнце как источник видимого излучения

Солнце является огромным газовым шаром с температурой излучающей поверхности порядка 6000° . Расстояние от Земли до Солнца меняется в течение года, но в среднем оно составляет $1,495 \cdot 10^{11}$ км. Это расстояние в астрономии принято за единицу длины и носит название астрономической единицы. Все характеристики солнечного облучения относятся к нему. На этом расстоянии угловой размер диаметра диска Солнца составляет $31'59''$, чему соответствует телесный угол $6,8 \cdot 10^{-5}$ стер.

Основной характеристикой, определяющей излучательную способность Солнца, является солнечная постоянная — количество энергии, поступающее в единицу времени на единицу площади поверхности, рас-

положенной от Солнца на расстоянии одной астрономической единицы нормально к лучам. В настоящее время наиболее вероятным значением солнечной постоянной принимается $1,98 \text{ кал/см}^2 \text{ мин.}$, причем установлено, что солнечная постоянная в пределах $\pm 2\%$ остается постоянной несмотря на то, что на Солнце периодически появляется много пятен [1].

При решении вопросов, связанных со световым режимом, наибольшее значение имеет световая солнечная постоянная E_0 . Солнечная световая постоянная — это освещенность поверхности, нормальной к лучам Солнца, удаленного от него на расстояние одной астрономической единицы. В качестве наиболее вероятного значения ее обычно принимается величина $E_0 = 13,5 \cdot 10^4 \text{ лк}$, погрешность этого числа составляет $\pm 10\%$ [2]. Соответствующее среднее значение яркости солнечного диска $2,0 \cdot 10^9 \text{ нт}$, чему соответствует температура излучения абсолютно черного тела 5973° К . Следует отметить, что яркость солнечного диска неравномерна, она максимальна в центре и снижается плавно к краям, одновременно изменяется и спектральный состав излучения: по мере приближения к краям максимум интенсивности смещается в сторону красного конца спектра [1].

Второй характеристикой солнечного излучения является функция, характеризующая распределение энергии в спектре Солнца. Этот вопрос не подлежит рассмотрению в настоящей работе, он подробно рассмотрен в [3].

§ 2. Яркость дневного неба

Днем при безоблачной погоде яркость неба распределена неравномерно и в различных направлениях может отличаться весьма существенно. Яркость какой-либо точки неба зависит от ее углового расстояния от Солнца и высоты Солнца над горизонтом, поэтому с движением Солнца по небосводу изменяется и распределение яркости.

Положение Солнца на небесном своде определяется горизонтальными сферическими координатами: зенитным расстоянием z и азимутом A . Вместо зенитного расстояния часто применяется его дополнение до 90° , называемое высотой Солнца и обычно обозначаемое через h_\odot

$$h_\odot = 90 - z.$$

Яркость неба и ее распределение по небосводу существенно зависит от метеорологических условий. В основном она определяется высотой Солнца и прозрачностью атмосферы и в связи с этим характером индикатрисы рассеяния, степень вытянутости которой хорошо коррелирует с прозрачностью. При замутненной атмосфере абсолютное значение яркости неба возрастает, но уменьшается градиент яркости неба по небосводу, так как увеличивается вклад многократного рассеяния в общую яркость неба.

Яркость неба и ее распределение по небосводу зависит также от коэффициента отражения подстилающей поверхности: чем больше света отражается от земной поверхности, тем светлее небо.

Исследование яркости дневного безоблачного неба шло двумя путями: путем теоретических расчетов яркости неба, в которых производился ряд допущений на основе теории рассеяния и рассчитывалась яркость воздушной дымки в разных направлениях. Другой путь заключался в экспериментальном измерении яркости небосвода в разных его точках при различных метеорологических условиях и разных высотах Солнца.

При теоретических расчетах яркости неба обычно решается уравнение переноса лучистой энергии. Наиболее существенные результаты

были получены В. А. Амбарцумяном [4], нашедшим метод, позволяющий решить уравнения для индикатрисы рассеяния света произвольной формы. Расчеты яркости неба для случая земной атмосферы были проведены В. В. Соболевым [7, 8], Е. С. Кузнецовым [5, 6], К. С. Шифриным и И. Н. Мининым [9, 113], К. С. Шифриным и Н. П. Пятовской [10], Е. М. Фейгельсон, М. С. Малкевичем и др. [11, 12] и де Бари и Бульрихом [112].

Н. Г. Болдырев [13] предложил приближенный метод расчета яркости безоблачного неба в зависимости от высоты Солнца. На основе анализа наблюдений яркости дневного неба, произведенных Дорно [14] и Кимбаллом [15], автор пришел к выводу, что яркость некоторого участка безоблачного неба B с точностью, достаточной для практики, может быть представлена произведением трех функций:

$$B = C \rho(\omega) F(h), \quad (1)$$

где $\rho(\omega)$ — функция, зависящая только от угла ω , образуемого направлением солнечных лучей с тем направлением, в котором определяется яркость участка неба, измеряемого дугой большого круга между центрами участка неба и Солнца; $F(h)$ — некоторая функция, зависящая от высоты h участка над горизонтом неба; C — коэффициент, зависящий от прозрачности атмосферы τ и высоты Солнца h_{\odot} . Значения функций $\rho(\omega)$ и $F(h)$ были получены на основании статистической обработки экспериментальных данных, полученных в Давосе, Чикаго и Вашингтоне [14, 15].

В табл. 1 приведены значения функций $\rho(\omega)$ и $F(h)$.

Таблица 1

ω и h	$\rho(\omega)$	$F(h)$	ω	$\rho(\omega)$
0°	7,94	2,54	90°	1,09
5	7,74	2,21	100	1,03
10	6,17	1,91	110	1,00
15	5,24	1,64	120	1,00
20	4,47	1,45	130	1,00
25	3,89	1,28	140	1,05
30	3,42	1,14	150	1,10
35	2,93	1,01	160	1,17
40	2,57	0,92	170	1,26
45	2,25	0,84	180	1,33
50	2,00	0,78		
55	1,79	0,72		
60	1,63	0,69		
65	1,49	0,66		
70	1,37	0,64		
75	1,28	0,62		
80	1,21	0,60		
85	1,14	0,59		
90	1,09	0,59		

С помощью этой таблицы можно получить относительное распределение яркости по небу, отнесенное к яркости зенита B_z :

$$\frac{B}{B_z} = \frac{\rho(\omega) F(h)}{\rho(90^\circ - h_{\odot}) F(90^\circ)},$$

так как в зените $h_{\odot} = 90^\circ$, а $\omega = 90^\circ - h_{\odot}$, где h_{\odot} — высота Солнца над горизонтом.

Сравнение экспериментальных и расчетных данных показало, что погрешность расчета составляет примерно $\pm 20\%$, следовательно, яркость неба с достаточной для практических целей точностью может быть представлена этой формулой [13].

Для перехода к абсолютным значениям яркости неба следует знать абсолютное значение яркости неба в зените B_z в зависимости от высоты Солнца. Такие данные приведены в табл. 2, где дана яркость неба в зените B_z в стильбах.

Е. В. Пясковская-Фесенкова также предложила для расчета яркости неба выражать яркость какого-либо участка неба в виде произведения двух функций — функции, зависящей от зенитных расстояний Солнца и наблюдаемой точки и прозрачности атмосферы, и функции, зависящей от индикатрисы рассеяния [16].

Экспериментальных данных о распределении яркости дневного неба очень много. В СССР наблюдения за яркостью неба были начаты Н. Н. Калитиным [17] и затем продолжены В. Г. Фесенковым, В. А. Краттом [19], В. В. Соболевым [8], И. Н. Ярославцевым [18] и др.; за рубежом измерением яркости неба занимались Дорно [14], Кимбалл [15, 20, 21], Хельберт [23], Бульрих [22] и др. Основным недостатком всех этих работ с точки зрения использования их на практике является эпизодический характер измерений. Как правило, основной целью этих работ являлось не получение режимных данных о яркости неба, а проверка тех или иных теоретических положений атмосферной оптики. В качестве примера могут служить данные [22, 26], а также наблюдения [8], на основании которых Соболев получил индикатрису рассеяния света, освобожденную от влияния рассеяния высших порядков.

До сих пор классическими считались данные Дорно [14], полученные в Давосе, и Кимбалла в Чикаго и Вашингтоне [15, 20, 21] на основании длительного периода наблюдений. С этими данными производились сравнения всех теоретических расчетов яркости неба, по ним судили об уровне яркости дневного неба.

С 1942 г. в Советском Союзе были начаты систематические наблюдения яркости дневного неба Пясковской-Фесенковой [24]. Измерения производились визуальным фотометром с зеленым светофильтром, эффективная длина волны которого составляла 546 мкм.

Наблюдения проводились в местностях с различными климатическими, метеорологическими и синоптическими условиями на разных высотах над уровнем моря: Черноморское побережье Кавказа, Заволжье, Владивосток, окрестности г. Москвы и г. Иваново, пустыня Южного Прибалхашья, дальневосточная тайга — отроги Сихотэ-Алиня, горная астрономическая обсерватория в окрестностях Алма-Аты и Кисловодска, оз. Иссык-Куль, гора Кумбель на Тянь-Шане.

Эти наблюдения показали, что, несмотря на резкое различие климатических и метеорологических характеристик, можно говорить о некоторых средних величинах яркости неба для всех географических пунктов в нижнем слое атмосферы. Исключение составляют лишь области неба, близкие к Солнцу, как наиболее чувствительные к составу естественного аэрозоля.

На основании этих наблюдений Пясковской-Фесенковой были составлены подробные таблицы яркости дневного неба в зависимости от высоты Солнца для двух коэффициентов прозрачности атмосферы — 0,80 и 0,87. В табл. 2 приведена яркость безоблачного дневного неба в стильбах по данным [24], где местоположение наблюдаемой точки небосвода определяется ее высотой над горизонтом P и азимутом A ,

β	$\tau = 0,87$						$\tau = 0,80$					
	$P = 5^\circ$	$P = 10^\circ$	$P = 30^\circ$	$P = 50^\circ$	$P = 70^\circ$	$P = 90^\circ$	$P = 5^\circ$	$P = 10^\circ$	$P = 30^\circ$	$P = 50^\circ$	$P = 70^\circ$	$P = 90^\circ$
	$A = 0^\circ$											
90	0,65	0,45	0,25	0,24	0,32	—	0,86	0,68	0,40	0,37	0,49	—
60	0,93	0,68	0,44	0,73	0,62	0,24	1,20	1,01	0,69	1,13	0,95	0,35
30	1,58	1,21	—	0,32	0,18	0,12	2,02	1,69	—	0,51	0,27	0,18
10	2,84	—	0,39	0,17	0,095	0,072	2,78	—	0,45	0,19	0,11	0,079
5	1,08	1,08	0,16	0,068	0,038	0,033	1,1	1,1	0,38	0,16	0,086	0,046
3	—	0,60	0,10	0,048	0,026	0,023	—	0,65	0,24	0,11	0,067	0,038
0	—	0,16	0,040	0,018	0,010	0,0086	—	0,16	0,080	0,038	0,023	0,016
$A = 22,5^\circ$												
90	0,65	0,45	0,25	0,24	0,32	—	0,86	0,68	0,40	0,37	0,49	—
60	0,89	0,65	0,41	0,44	0,36	0,24	1,14	0,96	0,63	0,69	0,70	0,35
30	1,32	0,98	0,57	0,27	0,18	0,12	1,62	1,30	0,79	0,42	0,26	0,18
10	—	0,88	0,31	0,16	0,093	0,072	1,20	0,90	0,34	0,17	0,10	0,079
5	0,65	0,54	0,15	0,065	0,038	0,033	0,49	0,54	0,26	0,13	0,065	0,046
3	0,38	0,32	0,10	0,042	0,025	0,023	0,31	0,32	0,19	0,084	0,054	0,038
0	0,11	0,092	0,037	0,017	0,010	0,0086	0,10	0,97	0,69	0,032	0,022	0,016
$A = 45^\circ$												
90	0,65	0,45	0,25	0,24	0,32	—	0,86	0,68	0,40	0,37	0,49	—
60	0,80	0,57	0,34	0,31	0,31	0,24	1,02	0,85	0,53	0,48	0,47	0,35
30	0,96	0,69	0,36	0,21	0,16	0,12	1,24	0,96	0,52	0,33	0,24	0,18
10	0,76	0,54	0,22	0,13	0,088	0,072	0,81	0,58	0,25	0,14	0,098	0,079

3	0,22	0,18	0,11	0,054	0,033	0,033	0,27	0,28	0,17	0,086	0,054	0,046
3	0,16	0,15	0,071	0,038	0,023	0,025	0,18	0,19	0,14	0,065	0,042	0,038
0	0,067	0,054	0,025	0,014	0,010	0,010	0,065	0,063	0,054	0,030	0,020	0,016
$A=90^\circ$												
90	0,65	0,45	0,25	0,24	0,32	0,32	0,86	0,68	0,40	0,37	0,49	—
60	0,64	0,45	0,24	0,20	0,22	0,22	0,82	0,66	0,37	0,32	0,34	0,35
30	0,60	0,41	0,20	0,13	0,13	0,13	0,76	0,58	0,29	0,20	0,18	0,18
10	0,43	0,30	0,14	0,092	0,075	0,075	0,42	0,33	0,15	0,10	0,084	0,079
5	0,14	0,11	0,049	0,038	0,032	0,032	0,11	0,10	0,086	0,065	0,049	0,046
3	0,097	0,092	0,041	0,030	0,025	0,025	0,081	0,086	0,071	0,054	0,037	0,038
0	0,040	0,037	0,018	0,012	0,010	0,010	0,036	0,037	0,034	0,024	0,018	0,016

90	0,65	0,45	0,25	0,24	0,32	0,32	0,86	0,68	0,40	0,37	0,49	—
60	0,63	0,42	0,19	0,15	0,18	0,18	0,82	0,62	0,30	0,23	0,27	0,35
30	0,67	0,44	0,18	0,10	0,10	0,10	0,85	0,61	0,26	0,16	0,15	0,18
10	0,52	0,33	0,15	0,088	0,069	0,069	0,50	0,39	0,17	0,098	0,078	0,079
5	0,17	0,16	0,078	0,051	0,037	0,037	0,17	0,16	0,11	0,069	0,052	0,046
3	0,11	0,11	0,059	0,038	0,026	0,026	0,12	0,11	0,076	0,054	0,042	0,038
0	0,034	0,035	0,022	0,014	0,010	0,010	0,042	0,034	0,032	0,022	0,017	0,016
$A=135^\circ$												
90	0,65	0,45	0,25	0,24	0,32	0,32	0,86	0,68	0,40	0,37	0,49	—
60	0,63	0,42	0,19	0,15	0,18	0,18	0,82	0,62	0,30	0,23	0,27	0,35
30	0,67	0,44	0,18	0,10	0,10	0,10	0,85	0,61	0,26	0,16	0,15	0,18
10	0,52	0,33	0,15	0,088	0,069	0,069	0,50	0,39	0,17	0,098	0,078	0,079
5	0,17	0,16	0,078	0,051	0,037	0,037	0,17	0,16	0,11	0,069	0,052	0,046
3	0,11	0,11	0,059	0,038	0,026	0,026	0,12	0,11	0,076	0,054	0,042	0,038
0	0,034	0,035	0,022	0,014	0,010	0,010	0,042	0,034	0,032	0,022	0,017	0,016

90	0,65	0,45	0,25	0,24	0,32	0,32	0,86	0,68	0,40	0,37	0,49	—
60	0,67	0,43	0,19	0,14	0,16	0,16	0,86	0,64	0,29	0,22	0,25	0,35
30	0,80	0,52	0,19	0,10	0,10	0,10	1,03	0,72	0,28	0,16	0,15	0,18
10	0,68	0,46	0,17	0,097	0,070	0,070	0,66	0,50	0,19	0,11	0,078	0,079
5	0,21	0,18	0,086	0,054	0,038	0,038	0,19	0,18	0,12	0,070	0,054	0,046
3	0,13	0,12	0,065	0,039	0,026	0,026	0,13	0,13	0,084	0,058	0,043	0,038
0	0,041	0,040	0,024	0,015	0,010	0,010	0,045	0,043	0,038	0,025	0,021	0,016
$A=180^\circ$												
90	0,65	0,45	0,25	0,24	0,32	0,32	0,86	0,68	0,40	0,37	0,49	—
60	0,67	0,43	0,19	0,14	0,16	0,16	0,86	0,64	0,29	0,22	0,25	0,35
30	0,80	0,52	0,19	0,10	0,10	0,10	1,03	0,72	0,28	0,16	0,15	0,18
10	0,68	0,46	0,17	0,097	0,070	0,070	0,66	0,50	0,19	0,11	0,078	0,079
5	0,21	0,18	0,086	0,054	0,038	0,038	0,19	0,18	0,12	0,070	0,054	0,046
3	0,13	0,12	0,065	0,039	0,026	0,026	0,13	0,13	0,084	0,058	0,043	0,038
0	0,041	0,040	0,024	0,015	0,010	0,010	0,045	0,043	0,038	0,025	0,021	0,016

отсчитываемым от вертикали Солнца, а h_{\odot} — высота Солнца над горизонтом.

Согласно данным Пясковской-Фесенковой, можно ожидать, что расхождение между величиной яркости неба, взятой из табл. 2, и измеренной в любом географическом пункте в нижнем слое атмосферы при соответствующем коэффициенте прозрачности будет порядка $\pm 10\%$, за исключением областей неба вблизи Солнца и горизонта, где это расхождение, как уже указывалось выше, может быть несколько большим.

В [24] приведены данные о яркости неба лишь до высоты Солнца $h_{\odot} = 10^{\circ}$, однако часто при различных задачах, связанных с расчетами светового режима приземного слоя атмосферы, требуется знать яркость неба при Солнце, находящемся близко у горизонта. Для высоты Солнца 5, 3 и 0° мы воспользовались результатами измерений яркости неба, полученными в Мериленде на высоте 30 м над ур. м. и в Нью-Мехико на высоте 2800 м над ур. м. [25]. Измерения производились фотоэлектрическим фотометром, чувствительность которого была приведена к дневной чувствительности глаза. В Нью-Мехико коэффициент прозрачности всей атмосферы колебался в пределах 0,85—0,90 и в среднем составил 0,87. В Мериленде в среднем величина коэффициента прозрачности составляла 0,80 и лежала в пределах 0,75—0,85.

Данные о яркости неба, приведенные в табл. 2, соответствуют очень высоким значениям коэффициента прозрачности и относятся к ландшафту, покрытому растительным покровом. Для средних условий прозрачности атмосферы, не загрязненной примесями индустриального происхождения, можно использовать результаты измерений яркости неба, полученные Кимбаллом в Вашингтоне [20].

В табл. 3 приведена яркость неба в относительных единицах при различных высотах Солнца в Вашингтоне для ландшафта, покрытого растительным покровом и снегом. За единицу принята яркость неба в зените.

Как следует из табл. 2 и 3, распределение яркости по небосводу существенно зависит от местоположения Солнца над горизонтом. Всегда отчетливо выделяется область солнечного ореола с максимальными значениями яркости и область минимума яркости в стороне, противоположной Солнцу. По мере опускания Солнца область минимума поднимается. Вместе с увеличением высоты Солнца растет и яркость неба в зените, а также и общий уровень яркости всего неба. При Солнце, находящемся у горизонта ($h_{\odot} = 0$), яркость распределяется примерно симметрично относительно зенита, а наиболее яркие участки лежат в непосредственной близости от Солнца.

При одной и той же высоте Солнца в условиях более прозрачной атмосферы яркость неба по абсолютной величине несколько ниже, а распределение ее по небосводу более резко выражено, особенно в направлениях, близких к горизонту. Это объясняется, как показали расчеты [12, 22], уменьшением доли участия многократно рассеянной радиации в формировании общей яркости неба при увеличении прозрачности атмосферы.

Рассматривая световой режим любого ландшафта, следует всегда учитывать альbedo подстилающей поверхности, так как влияние коэффициента отражения последней может быть весьма существенным. Как показали теоретические расчеты [10, 11], если альbedo порядка 0,2—0,3, вклад отраженного света в общую яркость неба очень велик и иногда может даже превысить долю многократного рассеяния. В условиях ландшафта, покрытого снегом, как следует из табл. 3 и как показано в [26], распределение яркости по небу мало отличается от яркости

неба в условиях подстилающей поверхности, покрытой растительным покровом, однако по абсолютной величине при снежном покрове яркость неба выше примерно на 10—30% в зависимости от состояния снежного покрова и местоположения рассматриваемой точки на небосводе.

Укажем, что данные, полученные Пясковской-Фесенковой [24], составляют вместе с данными Дорно [14] и Кимбалла [20] совокупность всех имеющихся материалов по яркости неба в мировой литературе, так как систематически наблюдения велись только этими тремя авторами. Они позволяют составить представление о пределах изменения яркости неба в зависимости от метеорологических условий, прозрачности атмосферы и характера подстилающей поверхности.

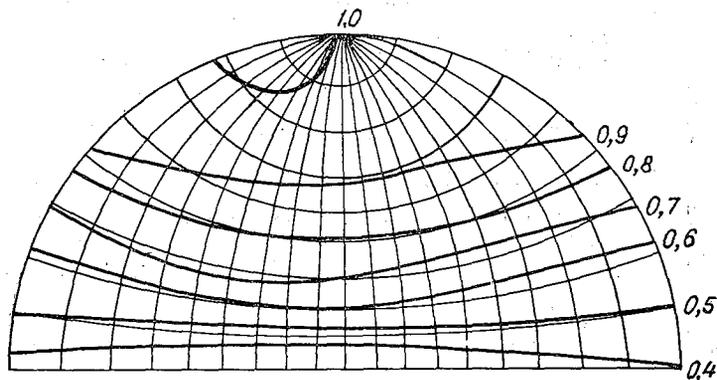


Рис. 1. Изофоты неба, покрытого плотной облачностью, при высоте Солнца 40° .

Что касается яркости облачного неба, то таких данных в литературе практически нет, имеются лишь отдельные эпизодические измерения, выполненные, например, Кимбаллом [21], И. Н. Ярославцевым [18] и Н. Е. Тер-Маркарянц [27].

При облачном небе распределение яркости по небу как относительное, так и по абсолютному значению весьма непостоянно, так как оно зависит от высоты Солнца, закрытого облаками, плотности облачного слоя и типа облаков. Зона наибольшей яркости на небе не совпадает с местоположением Солнца, хотя, как правило, оно все же обнаруживается на картах изофот.

При плотной облачности (количество облачности 10 баллов), когда Солнце не просвечивает вовсе, как правило, яркость неба убывает от зенита к горизонту равномерно по всем направлениям. На рис. 1 приведены изофоты дневного неба, покрытого плотной равномерной облачностью, полученные в Вашингтоне [21] при высоте Солнца 40° и растительном покрове. За единицу принята яркость неба в зените. Как следует из рис. 1, распределение яркости неба симметрично относительно зенита. Наибольшая яркость имеет место в зените, у горизонта она в 2,5 раза меньше, причем такое соотношение для неба, покрытого плотной облачностью, сохраняется независимо от высоты Солнца. Так, например, такая же карта изофот облачного неба получена в [27] для высоты Солнца $h_\odot = 11^\circ$, облачности 10/10 St в Ленинградской области.

В табл. 4 приведена яркость неба в зените, покрытого плотной облачностью, по данным [21].

Пользуясь этой таблицей и рис. 1, легко получить распределение яркости по облачному небу при любой высоте Солнца. Следует только

Таблица 3

h_{\odot}	Летние условия. Безоблачное небо					Яркость неба в зените, сб	Зимние условия. Безоблачное небо								
	$P=2^{\circ}$	$P=15^{\circ}$	$P=30^{\circ}$	$P=45^{\circ}$	$P=60^{\circ}$		$P=75^{\circ}$	$P=90^{\circ}$	$P=2^{\circ}$	$P=15^{\circ}$	$P=30^{\circ}$	$P=45^{\circ}$	$P=60^{\circ}$	$P=75^{\circ}$	$P=90^{\circ}$
	$A=0^{\circ}$						$A=45^{\circ}$					$A=90^{\circ}$			
0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
20	21	—	10,8	4,1	2,3	1,4	1,0	0,13	9,6	4,3	2,4	1,4	1,2	1	
40	7,4	6,2	8,4	2,5	2,8	1,6	1,0	0,26	—	9,8	4,3	2,3	1,4	1	
60	2,1	1,7	1,8	1,6	—	1,6	1,0	0,53	6,8	9,4	—	2,7	1,5	1	
70	1,4	1,3	1,1	1,6	3,3	—	1,0	0,74	—	—	—	—	—	—	
0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
20	7,7	5,9	3,9	2,7	1,9	1,3	1,0	0,13	4,8	2,8	2,0	1,4	1,2	1	
40	4,2	3,1	2,7	2,4	1,9	1,4	1,0	0,26	5,5	3,8	2,6	1,8	1,3	1	
60	1,7	1,5	1,3	1,5	1,7	1,4	1,0	0,53	3,4	2,8	2,2	1,8	1,4	1	
70	1,2	0,9	0,89	1,0	1,3	1,5	1,0	0,74	—	—	—	—	—	—	
0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
20	3,4	2,8	1,8	1,4	1,1	1,1	1,0	0,13	2,8	2,1	1,5	1,2	1,1	1	
40	2,1	1,4	1,1	0,97	0,99	1,0	1,0	0,26	2,6	1,7	1,3	1,1	1,1	1	
60	1,2	0,88	0,72	0,74	0,88	0,99	1,0	0,53	1,7	1,1	1,0	0,89	0,95	1	
70	0,77	0,65	0,56	0,54	0,62	0,89	1,0	0,74	—	—	—	—	—	—	
0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
20	2,5	1,9	1,2	0,83	0,72	0,82	1,0	0,13	3,4	2,4	1,6	1,2	1,0	1	
40	1,74	1,1	0,74	0,60	0,62	0,74	1,0	0,26	2,3	1,4	1,0	0,87	0,88	1	
60	0,95	0,61	0,47	0,50	0,58	0,75	1,0	0,53	1,3	0,82	0,68	0,66	0,75	1	
70	0,62	0,42	0,37	0,38	0,44	0,66	1,0	0,74	—	—	—	—	—	—	
0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
20	2,8	2,1	1,2	0,85	0,74	0,76	1,0	0,13	4,2	2,7	1,8	1,2	1,1	1	
40	1,8	1,1	0,68	0,54	0,53	0,68	1,0	0,26	2,6	1,4	0,99	0,81	0,79	1	
60	1,00	0,64	0,47	0,50	0,54	0,72	1,0	0,53	1,4	0,81	0,60	0,58	0,69	1	
70	0,58	0,39	0,31	0,31	0,41	0,61	1,0	0,74	—	—	—	—	—	—	

иметь в виду, что яркость облачного неба — величина весьма непостоянная, она может меняться в больших пределах. Например, по данным [21], среднее значение яркости зенита облачного неба при $h_{\odot} = 20^{\circ}$ составляет 0,32 сб, минимальное — 0,078 сб, а максимальное — 0,71 сб в зависимости от формы и плотности облачного слоя.

Таблица 4

h_{\odot}	0°	20°	41°	$61^{\circ},4$	$71^{\circ},4$
Яркость неба в зените B сб	0,0050	0,32	0,64	1,12	1,5

Распределение яркости облачного неба, приведенное на рис. 1, принято в США в качестве стандарта облачного неба [101].

Анализируя результаты наблюдений Кимбалла в Вашингтоне [15, 21], Мун и Спенсер [28] предложили простую эмпирическую формулу, описывающую яркость облачного неба,

$$B_h = \frac{1}{3} B_z (1 + 2 \sin h_{\odot}),$$

где B_h — яркость точки небосвода, находящейся на высоте h над горизонтом, B_z — яркость неба в зените.

Уолш [29] предложил соотношение, которое более точно описывает полученное экспериментально Кимбаллом распределение яркости облачного неба,

$$B_h = \frac{1}{5} B_z (2 + 3 \sin h_{\odot}).$$

Однако надо отметить, что ни первое, ни второе выражение не может точно отражать распределение яркости облачного неба, так как величина отношения яркости неба в зените к яркости неба у горизонта зависит от коэффициента отражения подстилающей поверхности. По данным [30], оно колеблется от 2 до 3 летом, зимой же при свежем снежном покрове в степной местности при отсутствии лесов и строений оно может составлять лишь единицу.

Наиболее точные данные может дать приближенная формула, выведенная В. В. Соболевым [8], в которой учитывается коэффициент рассеянного отражения земной поверхности и степень вытянутости индикатрисы рассеяния частиц, образующих облачный слой. Эта формула для случая, когда коэффициент отражения земной поверхности равен нулю и слой облака достаточно равномерный и плотный, дает отношение яркости неба в зените к яркости у горизонта, равное 2—3.

Яркость неба, покрытого облаками средней толщины, имеет тот же порядок, как и безоблачное небо [21]. Однако яркость отдельных облаков может колебаться в очень больших пределах в зависимости от их положения относительно Солнца. Так, кучевые облака (Cu) могут иметь яркость 0,1—1 сб; яркость тонких перистых облаков (Ci), находящихся вблизи Солнца, иногда достигает 10 сб, а яркость грозового облака может понизиться до 0,1 сб. Во время выпадения дождя распределение яркости приблизительно такое же, как и при небе, покрытом густыми облаками, причем абсолютные значения яркости примерно в 2 раза меньше [21].

§ 3. Естественная освещенность горизонтальной поверхности

Естественная освещенность любой поверхности, ориентированной заданным образом, определяется астрономическими и геофизическими факторами. К астрономическим факторам относится положение Солнца

или Луны на небосводе для данного пункта наблюдения. Координаты Солнца или Луны могут быть заранее вычислены с любой заданной точностью, намного превосходящей потребности практики. Для задач, связанных с определением естественной освещенности, достаточно знать высоту и азимут Солнца или Луны с точностью до 1° . Таблицы высот и азимутов Солнца и Луны приводятся в различных справочниках, например в [52].

К геофизическим факторам, определяющим естественную освещенность, относятся облачность, ее количество на небосводе, форма, а также прозрачность атмосферы. Эти факторы подвержены быстрым и незакономерным изменениям во времени и пространстве, поэтому предсказать их заранее трудно. Последнее обстоятельство заставляет проводить исследование естественной освещенности статистическими методами так, как это делается в климатологии в отношении других метеорологических элементов, как-то: температуры, скорости ветра и т. п., а затем выводить какие-то средние или наиболее вероятные значения освещенности, соответствующие тем или иным условиям погоды и астрономическим факторам.

Суммарная освещенность E_Q любой поверхности в безоблачную или частично облачную погоду складывается из трех основных компонент освещенности: прямой E_S , создаваемой непосредственно лучами Солнца или Луны, рассеянной E_D , поступающей от небесного свода, и отраженной E_3 , создаваемой земной поверхностью или имеющимися на ней предметами.

Суммарная освещенность E_Q , получаемая некоторой поверхностью, определяется суммой этих компонент:

$$E_Q = E_S + E_D + E_3.$$

Если небосвод покрыт сплошной облачностью, то $E_S = 0$ и

$$E_Q = E_D + E_3.$$

Рассеянную освещенность E_D , создаваемую безоблачным небом, можно рассчитать теоретически, зная закон распределения яркости по небосводу. Добавив к ней значение прямой солнечной освещенности E_S , можно легко получить суммарную освещенность поверхности, создаваемую светом Солнца и неба вместе. А именно: если рассматривать наиболее простой случай горизонтальной поверхности, расположенной открыто, то

$$E_Q = \iint B \cos \Theta d\omega + E_{S\perp} \sin h_\odot,$$

где B — яркость участка неба, видимого под телесным углом ω , Θ — зенитное расстояние оси этого телесного угла, $E_{S\perp}$ — освещенность площадки, перпендикулярной лучам Солнца, h_\odot — высота Солнца над горизонтом.

Подобные теоретические расчеты позволяют определить освещенность горизонтальной поверхности лишь при безоблачном небе и с практической точки зрения имеют весьма ограниченный интерес хотя бы потому, что дают значение освещенности лишь при ясном небе. Поэтому все исследования естественной освещенности, зависимости ее величины от высоты Солнца, метеорологических условий шли по пути накопления экспериментальных данных.

Исследованием светового климата в СССР занимался Н. Н. Калинин [17, 31, 32, 33], которым была разработана методика регистрации естественной освещенности и налажены систематические наблюдения. Кроме Слуцка, в Советском Союзе велась систематическая регистрация

естественной освещенности на протяжении ряда лет только в Иркутске [34] и Ташкенте [35]. В некоторых пунктах также ставились заинтересованными учреждениями отдельные наблюдения за естественной освещенностью горизонтальной поверхности, но без всякой увязки и без единой методики [36—41 и др.]. С 1964 г. начата непрерывная регистрация естественной освещенности в Метеорологической обсерватории МГУ [53].

За границей такие наблюдения ставились в Швейцарии [42—44], США [21], Финляндии [45], Швеции [46], ГДР [47], Австрии [48, 49], Бельгии [51] и Южной Африке (Претория) [50]. Результаты этих работ, как правило, представлены в виде средних часовых дневных или месячных величин освещенности или годовых и сезонных сумм, в которые входят все сроки наблюдений независимо от метеорологических условий, которые имели место в момент наблюдений. В данных такого рода отражено влияние на величину освещенности всех физико-географических и метеорологических факторов того пункта, где проводились измерения, т. е. облачности, прозрачности атмосферы, продолжительности солнечного сияния, высоты Солнца и свойств подстилающего покрова.

Все указанные выше работы дают представление о световом климате того или иного района в зависимости от географической широты места. Однако при решении ряда практических задач, которые требуют знания величины освещенности в определенный момент в том или ином пункте для заданных наперед условий наблюдения, как-то: высоты Солнца, облачности, подстилающей поверхности, они не могут быть использованы вследствие того, что фактически наблюдаемые значения освещенности для определения метеорологических условий очень сильно отличаются от средних многолетних данных. Для этой цели в опубликованной литературе имеются лишь таблицы естественной освещенности горизонтальной поверхности В. В. Шаронова [52], построенные на основании многолетнего ряда наблюдений за освещенностью в Павловске (Ленинградская область). В этих таблицах приводятся средние значения дневной освещенности горизонтальной поверхности в зависимости от высоты Солнца и облачности.

Существенным недостатком этих таблиц является то, что они построены только по данным, полученным в Институте актинометрии ГГО в Павловске (под Ленинградом).

Поскольку на величину освещенности может оказывать существенное влияние природа аэрозолей, влажность воздуха и другие метеорологические условия, естественно, возник вопрос, с какой степенью надежности можно закономерности режима естественной освещенности, установленного для Павловска, перенести на любой другой район и каковы могут быть пределы колебаний естественной освещенности для однородных условий погоды. Для выяснения этого следовало иметь данные об освещенности горизонтальной поверхности, полученные в других географических районах на разных широтах в метеорологических условиях, резко отличных от условий Павловска.

Для получения достоверных данных о величине естественной освещенности существенное значение имеет объем материалов, на основе которого были получены средние значения освещенности для данных условий наблюдений. Колебания освещенности горизонтальной поверхности в естественных условиях в течение короткого промежутка времени для одинаковых условий погоды могут быть очень велики [17], поэтому только большие ряды наблюдений дадут надежные данные о средних величинах естественной освещенности для тех или иных условий наблюдения.

С этой точки зрения большой интерес представляли наблюдения за освещенностью горизонтальной поверхности в Иркутске и Ташкенте, проводившиеся в течение ряда лет. Этот материал был нами в 1955 г. обработан и сопоставлен с данными по Павловску, обработанными Шароновым [52]. Период наблюдений за освещенностью горизонтальной поверхности составлял 7 лет: в Иркутске с 1930 по 1936 г., в Ташкенте с 1946 по 1953 г. В Иркутске измерения суммарной и рассеянной освещенности проводились с помощью визуального фотометра Вебера—Былова [34], в Ташкенте суммарная освещенность измерялась фотометром Вебера—Былова, а рассеянная регистрировалась автоматически с помощью фотоэлектрической установки. Визуальный фотометр служил для контроля установки и ее абсолютной градуировки [35].

При сравнении данных об освещенности горизонтальной поверхности, полученных в различных пунктах, следует иметь в виду большую погрешность измерения, вызванную несоответствием приемника прибора закону косинуса и эффектом Пуркинье. Однако, как показали исследования Ю. Д. Янишевского [91] при измерении освещенности в Павловске, Иркутске и Ташкенте, ошибка измерения за счет эффекта Пуркинье направлена в сторону, противоположную ошибке, вызванной несоответствием приемника радиации закону косинуса, поэтому общая ошибка инструментальных измерений освещенности составляла величину порядка $\pm 10\%$. Колебания освещенности горизонтальной поверхности в естественных условиях при одноименных условиях погоды очень велики. Отдельные значения освещенности при данной высоте Солнца для одинаковой по форме облачности могут отличаться друг от друга в 2 раза. Поэтому при сравнении наблюдений, полученных в различных географических пунктах, инструментальной ошибкой измерения такого порядка можно пренебречь.

При обработке измерения, произведенные в данном пункте, классифицировались по форме и количеству облачности, имеющей место в момент наблюдений [55]. Была принята такая же классификация, как у Шаронова [52]. Для каждого момента наблюдения определялась высота Солнца. Все наблюдения, произведенные в разное время года и в различные часы дня, но при одной и той же высоте Солнца, группировались вместе, по этим данным строились кривые зависимости освещенности горизонтальной поверхности от высоты Солнца для данных условий наблюдений. Полученные кривые для рассеянной и суммарной освещенности сравнивались с данными таблиц Шаронова [52] для Павловска [55].

Анализ полученного материала показал, что режим естественной освещенности при одинаковых условиях наблюдения не зависит от географических координат пункта наблюдения. В пределах точности ее регистрации естественная освещенность горизонтальной поверхности является функцией высоты Солнца и облачности [55].

Следует указать, что данные по Иркутску и Ташкенту, обработанные нами [55], составляют вместе с данными по Павловску, обработанными Шароновым [52], совокупность всех имеющихся в СССР материалов по режиму естественной освещенности, так как систематические наблюдения велись только в этих трех пунктах.

В настоящее время данные о зависимости естественной освещенности от метеорологических условий можно дополнить результатами измерений освещенности горизонтальной поверхности, проведенными в Претории (Южная Африка, $\varphi = 25^{\circ} 45' S$) в течение 1955 г. [50], в Вашингтоне ($\varphi = 38^{\circ} 56' N$) [56, 57] и в Кью ($\varphi = 51^{\circ} N$) [58—60] в течение пяти лет.

Претория расположена на высокогорном степном плато (высота

1400 м над ур. м.) Южной Африки, характерна влажным летом (средняя абсолютная влажность за декабрь составляет 16 мб, относительная влажность колеблется от 50 до 75%) и сухой, практически безоблачной зимой (средняя месячная абсолютная влажность составляет 6—7 мб, относительная влажность 35—55%).

Данные об освещенности горизонтальной поверхности, полученные в Кью, расположенном приблизительно на расстоянии 18 км от Лондона, соответствуют условиям индустриального района с влажным климатом, в котором состояние прозрачности атмосферы и состав аэрозоля существенно зависят от направления ветра. Вашингтон характерен влажной атмосферой, свободной от примесей индустриального происхождения.

В весьма тщательных измерениях освещенности, проведенных Драммондом в Претории [50, 61], использовался в качестве приемника селеновый фотоэлемент. Все необходимые требования к установке, производящей измерения естественной освещенности, были выполнены, а именно: спектральная чувствительность приемника была проведена с помощью корректирующего светофильтра к чувствительности глаза; специальная насадка из молочного стекла исключала ошибку, связанную с несоответствием приемника радиации закону косинуса при косом падении лучей на приемник; была установлена независимость чувствительности приемника фотометра от температуры окружающего воздуха. Кроме того, вводилась поправка на несоответствие между цветовой температурой искусственного источника света, при котором производилась градуировка фотометра, и цветовой температурой дневного суммарного и рассеянного света. Чувствительность приемника радиации сохранялась постоянной на протяжении всего периода измерений с точностью до 2—3% и часто контролировалась эталонным фотометром. Специальное регистрирующее устройство позволило производить непрерывную запись суммарной и рассеянной освещенности на протяжении всего периода наблюдений.

При измерениях освещенности в Кью использовался фотоэлектрический фотометр, разработанный Фостером [62], с селеновым фотоэлементом в качестве приемника. Как и в случае [61], все необходимые требования, предъявляемые к фотометру при измерении естественной освещенности, были выполнены.

Дополнительно нами были произведены измерения естественной освещенности горизонтальной поверхности на западном Памире, в Хороге, на высоте 2200 м над ур. м. и на восточном Памире, в Чечектах, Мургабского района, на высоте 3860 м над ур. м., атмосфера которых характерна такой низкой влажностью, что ослабление света в основном можно было отнести за счет сухой компоненты аэрозоля. Той же аппаратурой была измерена освещенность в условиях влажного климата в Ленинградской области. Эти данные существенно расширили диапазон изменения метеорологических условий, при которых ранее были получены закономерности изменения освещенности горизонтальной поверхности в зависимости от высоты Солнца и высоты места наблюдения.

Измерения в двух пунктах Памира производились в течение июля 1963 г. Из-за закрытости горизонта минимальная высота Солнца составляла 10° , максимальная достигала 75° . Влажность воздуха, определенная по психрометру, во время наблюдений менялась: абсолютная влажность от 3 до 5 мб и относительная влажность от 8 до 15%.

Измерения в Ленинградской области производились также в двух пунктах: на полевой базе Главной геофизической обсерватории в Воейково в течение мая, июня и июля 1964—1965 гг. и в течение июля

1965 г. на о. Сухо, расположенном на Ладожском озере на расстоянии 35 км от берега и занимающем площадь (60×80) м². Такое расположение острова обеспечивало однородность подстилающей поверхности и отсутствие восходящих токов за весь период наблюдений от восхода до захода Солнца. Абсолютная влажность воздуха за период наблюдений менялась в пределах 5—20 мб, относительная — в пределах 40—90%. Максимальная высота Солнца составляла 53°.

Освещенность горизонтальной поверхности измерялась фотоэлектрическим люксометром, разработанным Ленинградским институтом охраны труда [63]. В качестве приемника в люксометре использован селеновый фотоэлемент с активной площадью 28 см². Спектральная чувствительность фотоэлемента приводилась к спектральной дневной чувствительности глаза с помощью светофильтра, специально разработанного

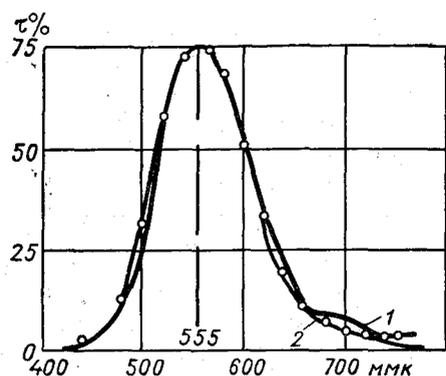


Рис. 2.

1 — спектральная кривая пропускания идеального светофильтра, исправляющего кривую чувствительности селенового фотоэлемента [64], 2 — светофильтр ГОИ из стекла ЖЗС-18 и ЗС-8, использованный в люксометре.

Государственным оптическим институтом по данным М. М. Гуревича [64] и состоящего из двух склеенных цветных стекол (ЖЗС-18 и ЗС-8) толщиной 2 мм. Кривая пропускания такого фильтра почти точно воспроизводит кривую идеального светофильтра, исправляющего кривую чувствительности селенового фотоэлемента. На рис. 2 приведена спектральная кривая пропускания корректирующего светофильтра, использованного в люксометре.

Фотоэлемент люксометра имел специальную насадку из молочного стекла с оптической плотностью 2. В оправу насадки вмонтированы два стеклянных диска. Верхний диск изготовлен из молочного стекла, поверхности которого матированы.

Нижний диск изготовлен из стекла К-8, причем одна поверхность, прилегающая к верхнему диску, также матирована. На матированную поверхность нижнего диска нанесен слой графита, определяющий коэффициент ослабления поглотителя.

Для измерения фототока в люксометре применен микроамперметр со световым оптическим устройством, изготовленный в экспериментальных мастерских Ленинградского института охраны труда (ЛИОТ) на основе миллиамперметра типа ЛМ-1, класса 0,5. Для измерения дневного света люксометр имеет два диапазона — 10^4 и 10^5 лк.

Испытания люксометра на нагревание и охлаждение показали, что дополнительная погрешность измерения освещенности, вызванная отклонением температуры окружающего воздуха от 20°С, при которой производится градуировка, не превышает $\pm 2\%$ верхнего предела измерений на каждые 10°.

Исследование люксометра в светотехнической лаборатории ЛИОТа показало, что основная ошибка всей системы в целом не превосходит $\pm 5\%$ измеряемой величины при перпендикулярном падении света на приемник в интервале температур 10—30°.

Исследование ошибки, обусловленной отступлением от закона косинуса при косом падении лучей на приемник люксометра, на установке лаборатории поверки ГГО показало, что при работе с молочным поглотителем в пределах точности измерения отклонения от закона косинуса

не наблюдаются при изменении угла падения лучей на приемник от нормального до 80° .

На рис. 3 приведены результаты этого исследования. По оси абсцисс отложен угол падения света на приемник люксметра, по оси ординат — освещенность горизонтальной поверхности в относительных единицах. За единицу принята освещенность при нормальном угле падения. Сплошная линия соответствует закону косинуса, точки — средним из пяти серий измерений освещенности при различных углах падения света.

Градуировка люксметра была произведена ЛИОТом и лабораторией Государственного комитета стандартов, мер и измерительных приборов при цветовой температуре эталонной лампы 2800°K . Дополнительное

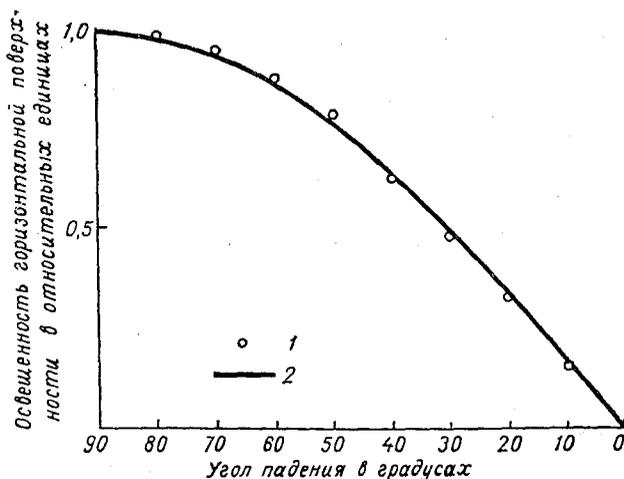


Рис. 3. Сопоставление показаний люксметра и закона косинуса в зависимости от угла падения света на приемник люксметра. Освещенность при угле падения 90° принята за единицу.

1 — показания люксметра, 2 — кривая, соответствующая закону косинуса.

оптическое устройство люксметра позволило периодически проверять градуировку и тем самым обеспечивало достоверность результатов измерения освещенности, причем повторные градуировки люксметра не обнаружили погрешностей, связанных с нестабильностью фототока или утомляемостью фотоэлемента.

При измерениях рассеянной освещенности солнечный свет исключался с помощью экрана от пиранометра, причем были соблюдены все геометрические соотношения, соответствующие измерениям рассеянной радиации [65].

Аппаратура располагалась в психрометрической будке. Расположенные внутри будки гальванометры имели температуру окружающего воздуха. В промежутках между наблюдениями приемник люксметра также предохранялся от нагревания. Температура гальванометра и приемника всегда измерялась, и при отклонении ее от 20°C в результате измерения освещенности вводились соответствующие поправки.

При измерениях в Воейково, на о. Сухо и на Памире температура колебалась от 5 до 25°C .

Рассмотрим зависимость естественной освещенности горизонтальной поверхности от метеорологических условий, причем отберем наблюдения лишь при безоблачном небе с тем, чтобы исключить влияние облачности

на величину освещенности, от которой последняя зависит очень существенно.

В период наблюдений как влажность воздуха, так и прозрачность атмосферы менялась в широких пределах. Как указывалось выше, на Памире относительная влажность составляла 8—15%, абсолютная — 3—5 мб, в Ленинградской области относительная влажность составляла 40—90%, абсолютная — 5—20 мб. Коэффициент прозрачности колебался на Памире в пределах 0,78—0,66, в Ленинградской области — в пределах 0,78—0,65. Снижение прозрачности в Хороге до $\tau = 0,66$ было вызвано свойственным данному району проникновением пыльных масс воздуха из пустынь с ветром, называемым здесь афганцем. В Воейково низкое значение коэффициента прозрачности было обусловлено большой влажностью воздуха.

В качестве характеристики прозрачности атмосферы использовались значения коэффициентов прозрачности, которые рассчитывались по величинам интенсивности прямой радиации при высоте Солнца 30° , полученной интерполированием по кривым дневного хода прямой радиации. Согласно постановлению Международной комиссии по радиации, солнечная постоянная принималась равной $1,98 \text{ кал/см}^2\text{мин.}$ по международной пиргелиометрической шкале 1956 г. Горизонтальная прозрачность (метеорологическая дальность видимости) менялась от 20 до 120 км.

Измерения прямой радиации производились стандартным актинометром с термоэлектрическим неселективным приемником, область чувствительности которого практически лежит между 0,3—3 мк [65]. Величина прозрачности атмосферы в видимой области спектра для приемника, чувствительность которого соответствует кривой дневной видности глаза (а следовательно, освещенности), будет иной.

На рис. 4 представлена полученная нами корреляционная зависимость между коэффициентами прозрачности атмосферы в видимой области спектра для приемника, чувствительность которого соответствует дневной чувствительности глаза τ_{ϕ} , и коэффициентами прозрачности актинометрическими τ_a . Коэффициенты прозрачности для видимой области спектра рассчитывались по величине прямой освещенности при высоте Солнца 30° , полученной интерполированием по кривым дневного хода прямой освещенности; последняя рассчитывалась как разность суммарной и рассеянной освещенности. За световую постоянную принималась величина, равная 135 000 лк.

Как следует из рис. 4, между этими двумя величинами имеет место достаточно тесная прямолинейная зависимость. Коэффициент корреляции $r = 0,90 \pm 0,02$, уравнение регрессии имеет вид $\tau_{\phi} = 1,09 \tau_a - 0,11$. Разброс отдельных точек вокруг прямой обусловлен различными спектральными областями солнечного излучения, воспринимаемого двумя различными приемниками. Однако точки, выражающие связь между прозрачностью, соответствующей актинометрической и видимой области спектра, для сухой и влажной атмосферы (Памир и Воейково) ложатся на одну прямую независимо от высоты места наблюдения.

Выбор прозрачности актинометрической в качестве характеристики мутности атмосферы определяется дальнейшей возможностью использования полученных результатов на практике, так как прозрачность актинометрическая измеряется на сети актинометрических станций и может быть установлена всегда, когда это потребуется.

Рассмотрим в первую очередь условия безоблачного неба с тем, чтобы, исключив облачность, исследовать влияние на освещенность прозрачности атмосферы, влажности и состава аэрозоля.

На рис. 5 приведены результаты отдельных измерений суммарной освещенности горизонтальной поверхности при безоблачном небе, полученные нами в резко отличающихся климатических условиях: на Памире (в Хоргое в течение 11 дней, в Чечектах в течение 2 дней) и в Ленинградской области (в Воейково и на о. Сухо в течение 13 дней).

На рис. 5 нанесены также зависимость освещенности горизонтальной поверхности от высоты Солнца, полученная Драммондом для лета и зимы [50], совпавшие друг с другом данные, полученные в Ташкенте [35] и в обсерватории Кью [60], и также совпавшие результаты наблюдений за освещенностью в Павловске, обработанные Шароновым [52], и

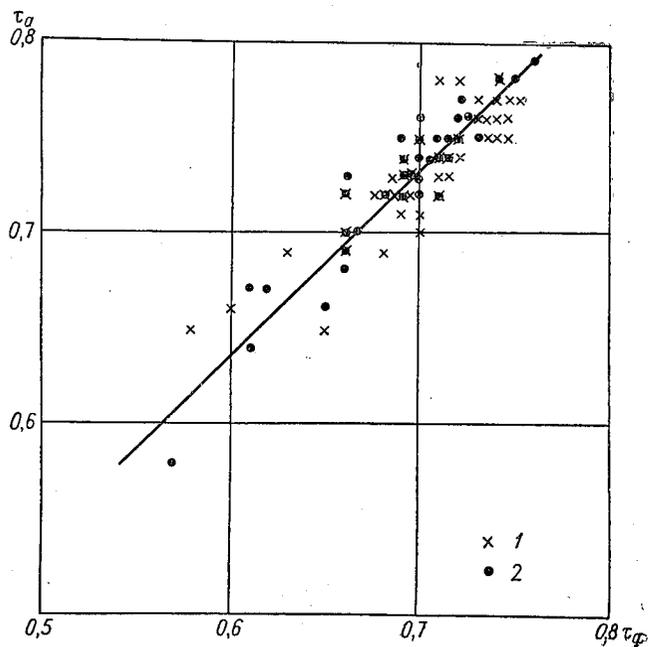


Рис. 4. Корреляционная зависимость между актиметрической прозрачностью атмосферы и прозрачностью атмосферы для видимой области спектра, соответствующей кривой дневной видности глаза.

1 — Ленинградская область, 2 — Памир.

в Иркутске, обработанные нами [55]. Укажем, что зависимость суммарной освещенности от высоты Солнца, полученная Кимбаллом в Вашингтоне, совпала с данными Драммонда [50] для летнего периода в Претории.

Дифференцировать данные суммарной освещенности в зависимости от влажности воздуха и прозрачности атмосферы не представилось возможным, так как значения освещенности, полученные при высокой и низкой влажности и различных коэффициентах прозрачности атмосферы, практически совпали.

Как следует из рис. 5, величина суммарной освещенности при данной высоте Солнца и безоблачном небе мало меняется и практически остается постоянной в пределах $\pm 15\%$ для географических пунктов с различными климатическими условиями, от самых сухих до очень влажных, при прозрачности атмосферы, меняющейся в очень широких пределах (0,65—0,78), и зависит только от высоты Солнца. Это следует объяснить тем, что рассеянная и прямая освещенность, из которых слагается

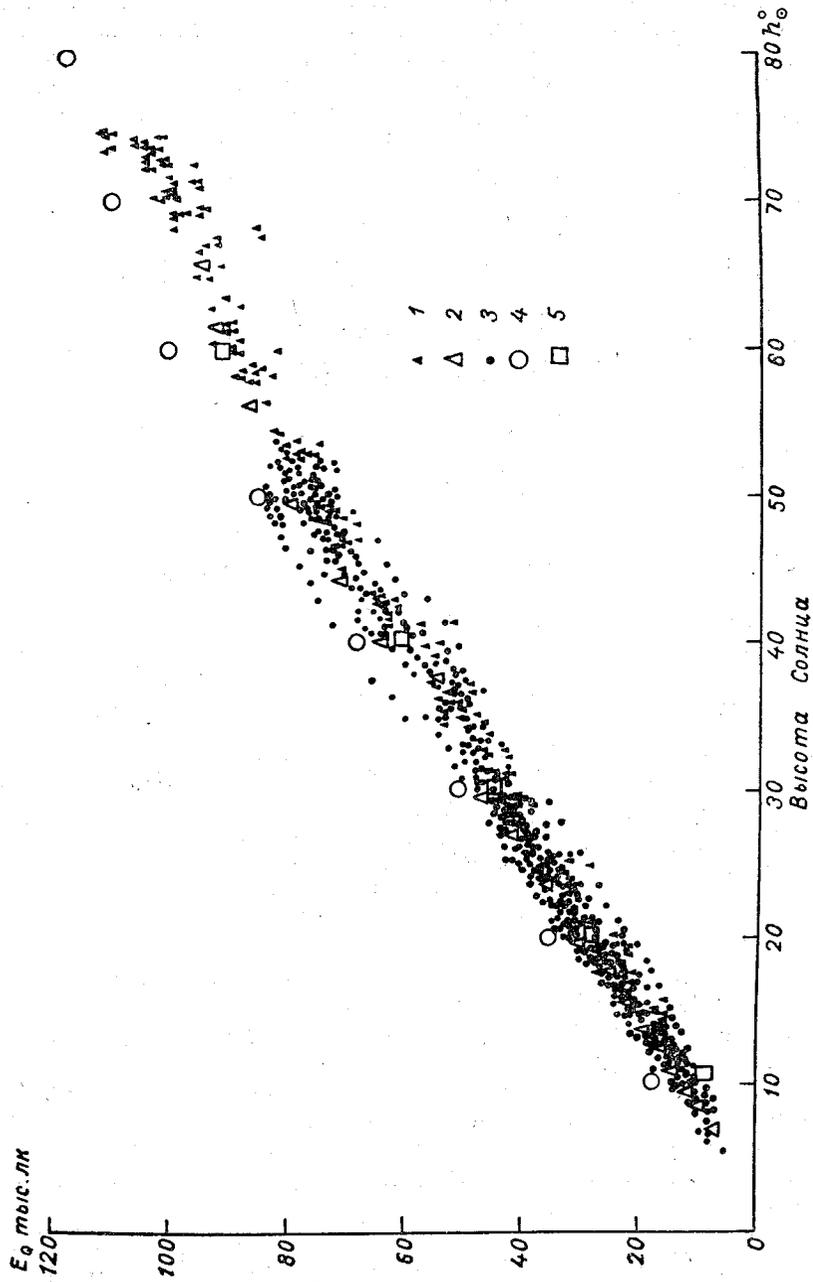


Рис. 5. Суммарная освещенность горизонтальной поверхности. Безоблачное небо.

1 — Хорог, 2 — Чечекты, 3 — Воейково, 4 — Прегория (лето) [50], 5 — Прегория (зима) [50], Кью, Ташкент [50, 36], Павловск, Иркутск [52, 56].

суммарная, с изменением метеорологических условий, т. е. влажности и прозрачности атмосферы, всегда меняются в противоположные стороны. Небольшой разброс значений суммарной освещенности, который все же наблюдается, в основном определяется различиями в прозрачности атмосферы.

Результаты экспериментальных измерений различных авторов хорошо согласуются с теоретическим расчетом суммарной освещенности Вёрнера [66], который рассчитал суммарную освещенность горизонтальной поверхности для разных значений фактора мутности T при высотах

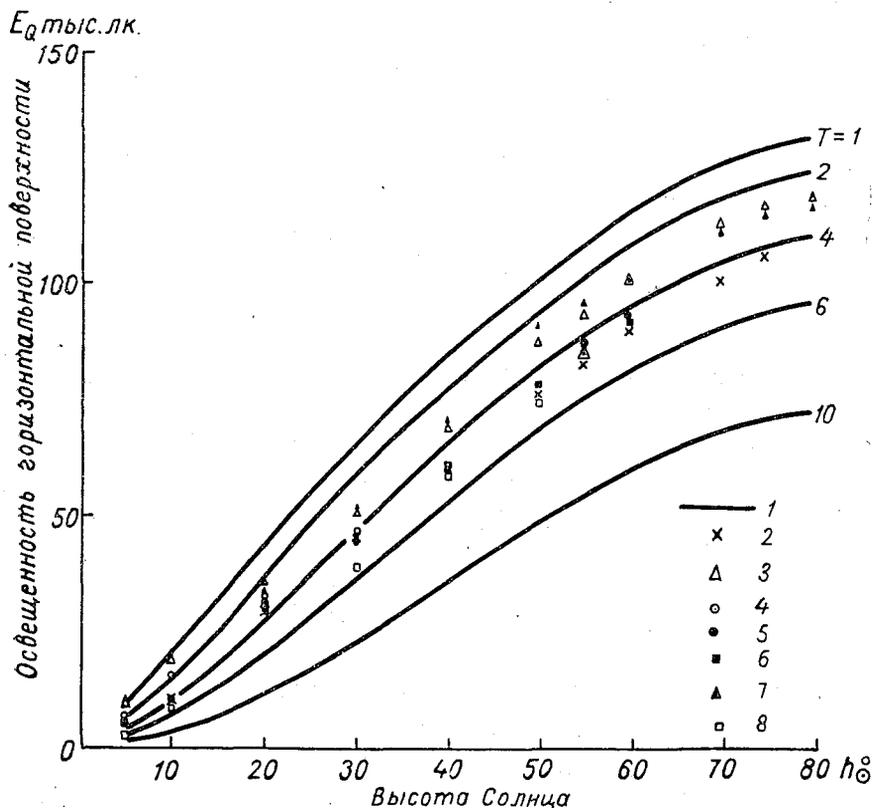


Рис. 6. Сравнение экспериментальных измерений суммарной освещенности горизонтальной поверхности с теоретическим расчетом Вёрнера при различных факторах мутности. Безоблачное небо.

1 — расчет Вёрнера [66], 2 — Воейково, Хорог, Чечекты, о. Сухо, 3 — Претория (лето) [50], 4 — Претория (зима) [50], 5 — Ташкент [35], 6 — Кью [50], 7 — Вашингтон [50], 8 — Павловск [52], Иркутск [55].

Солнца от 5 до 90°. На рис. 6 представлены в виде семейства кривых результаты этого расчета, различными значками показаны экспериментальные измерения освещенности, произведенные в различных географических пунктах. Из рис. 6 следует, что данные измерений равномерно распределялись между кривыми, соответствующими факторам мутности $T=2$ и $T=6$ — в этих пределах обычно и колеблется прозрачность атмосферы при безоблачном небе, так как кривая для $T=1$ соответствует зависимости суммарной освещенности горизонтальной поверхности от высоты Солнца в условиях релейской атмосферы, а кривые, соответствующие $T=6$ и $T=10$, практически в естественных условиях не

встречаются и соответствуют наблюдению через полупрозрачные формы облачности — перистые (Ci) или высоко-слоистые (As) — и приведены Вёрнером лишь для того, чтобы можно было представить дальнейший теоретический ход освещенности с увеличением мутности атмосферы.

Естественная освещенность существенно зависит от коэффициента отражения подстилающей поверхности. До сих пор мы рассматривали закономерность изменения освещенности при растительном покрове. Для условий зимнего времени при наличии снежного покрова в опубликованной литературе имеются лишь данные Шаронова [52], полученные

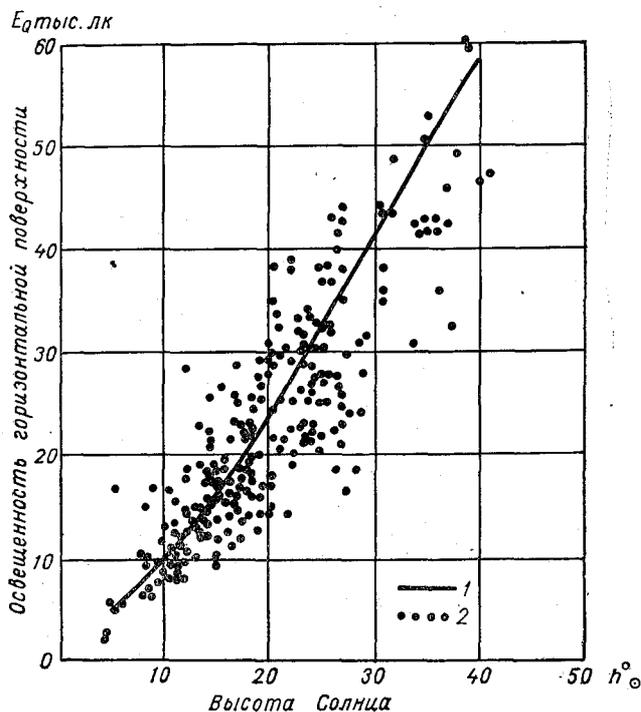


Рис. 7. Зависимость суммарной освещенности горизонтальной поверхности при снежном покрове. Безоблачное небо.

1 — Павловск [52], 2 — Иркутск [55].

в результате обработки наблюдений в Павловске. Мы обработали результаты наблюдений в Иркутске [55]. На рис. 7 приведена зависимость суммарной освещенности горизонтальной поверхности от высоты Солнца при безоблачном небе при снежном покрове по данным Павловска — сплошная кривая. Точками обозначены отдельные измерения, полученные в различные дни в Иркутске. Как следует из рис. 7, сплошная кривая, нанесенная по данным Павловска, является одновременно кривой, характеризующей среднюю зависимость суммарной освещенности от высоты Солнца и для Иркутска.

Обращает на себя внимание большой разброс точек вокруг средних значений освещенности, что обусловлено большой изменчивостью величины отраженной составляющей суммарной освещенности, создаваемой земной поверхностью и существенно зависящей зимой от характера снежного покрова.

По наблюдениям в Иркутске для зимних условий среднее квадратическое отклонение величины освещенности горизонтальной поверхности при данной высоте Солнца и безоблачном небе составляет $\pm 30\%$.

Если земная поверхность покрыта растительным покровом, то, как это следует из наших измерений, в различных географических пунктах среднее квадратическое отклонение суммарной освещенности при данной высоте Солнца и безоблачном небе составляет $\pm 10\%$.

Рассмотрим суммарную освещенность горизонтальной поверхности при облачном небе. Кроме известных таблиц Шаронова [52], данных об освещенности горизонтальной поверхности при облачном небе в опубликованной литературе нет. Мы обработали данные наблюдений освещенности горизонтальной поверхности Иркутска и Ташкента, придерживаясь классификации облачности по форме и количеству, принятой в [52].

На рис. 8 представлена зависимость суммарной освещенности горизонтальной поверхности от высоты Солнца для неба, покрытого перистыми (Ci) и перисто-слоистыми (Cs) облаками с количеством облачности $1/4$, $2/4$, $3/4$ и $4/4$. Количество облачности $1/4$ обозначает, что облаками покрыта четверть видимой площади небосвода, $2/4$ — половина и т. д., при этом безразлично, собраны ли все облака вместе в одном секторе небосвода или расположены по нему равномерно [52]. Сплошные кривые построены по данным Павловска, точками показаны отдельные измерения в Иркутске с тем, чтобы можно было составить представление о возможных пределах колебаний освещенности при одинаковых условиях облачности и высоты Солнца. Согласно рис. 8, средние значения суммарной освещенности, полученные в Павловске, хорошо согласуются с результатами наблюдений в Иркутске. Такие же результаты были получены для неба, покрытого перисто-слоистыми (Cs) и перистыми (Ci) облаками при снежном покрове, и для неба, покрытого кучевыми (Cu), высоко-кучевыми (Ac) и слоистыми (St) облаками. Мы не имеем возможности останавливаться на этих результатах, укажем лишь, что сопоставление данных Павловска и Иркутска показало, что средние значения освещенности горизонтальной поверхности для одинаковых высот Солнца и одинакового состояния облачности практически совпадают, хотя отклонения отдельных величин от среднего могут быть, как следует из рис. 8, очень велики. Это следует объяснить тем, что кучевые, высоко-кучевые, а также слоистые облака имеют переменную плотность, быстро перемещаются по небу и тем самым могут сильно изменять величину освещенности при одинаковых по названию видах облачности. На основании обработки наблюдений в Иркутске и Ташкенте было получено, что при облачном небе для $2/3$ случаев измерений пределы колебаний величины освещенности вокруг среднего значения составляют $\pm 40\%$, а для неба, покрытого высоко-слоистыми облаками (Ac), $\pm 50\%$.

В качестве примера колебаний величины освещенности в течение одного дня при облачном небе на рис. 9 представлена запись дневного хода суммарной освещенности горизонтальной поверхности, приведенная Вёрнером в [66]. Как следует из рис. 9, за короткий промежуток времени на протяжении лишь 1 часа уровень естественной освещенности может меняться в несколько раз. Это всегда надо иметь в виду при решении задач, связанных со знанием уровня естественной освещенности, требования к точности информации о которой всегда должны определяться реальными пределами колебаний самой величины освещенности в естественных условиях.

Как известно, величина рассеянной освещенности при безоблачном небе зависит от высоты Солнца, прозрачности атмосферы, облачности и альbedo подстилающей поверхности. Рассмотрим влияние каждого фактора на величину рассеянной освещенности.

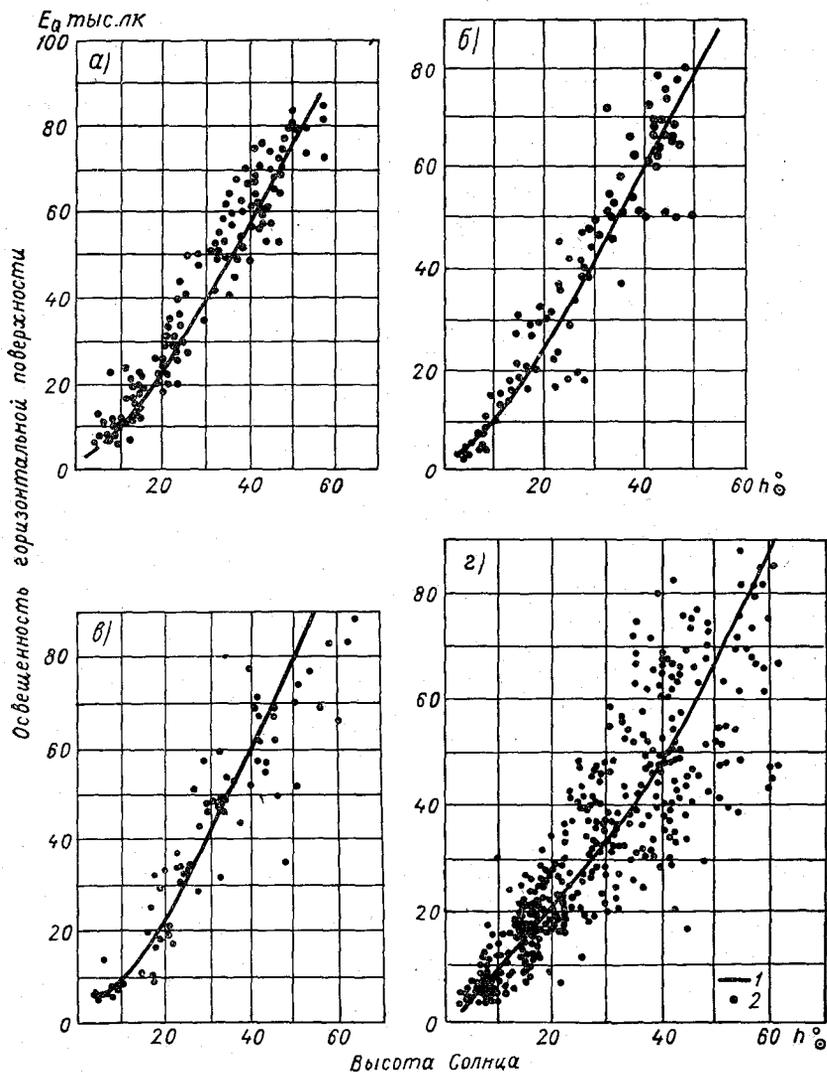


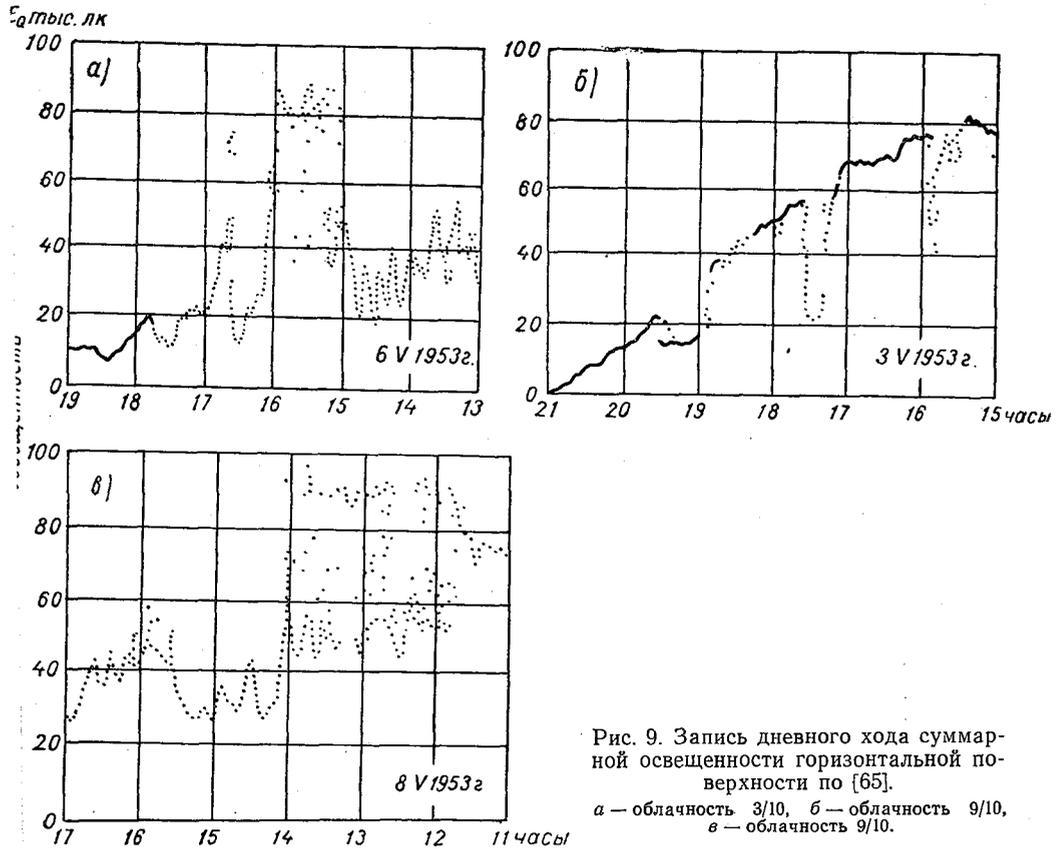
Рис. 8. Суммарная освещенность горизонтальной поверхности при C_1 и C_s . а — C_1 , C_s ; $1/4$ покрытости неба, б — C_1 , C_s ; $2/4$ покрытости неба, в — C_1 , C_s ; $3/4$ покрытости неба, г — C_1 , C_s ; $4/4$ покрытости неба. 1 — Павловск [52], 2 — Иркутск [55].

На рис. 10 приведена зависимость рассеянной освещенности горизонтальной поверхности от высоты Солнца при безоблачном небе. Различными значками обозначены отдельные измерения освещенности, полученные в Ленинградской области (в Воейково и на о. Сухо) и на Памире (в Чечектах и Хороге), измеренные за тот же период времени и те же дни, что и суммарная освещенность (см. рис. 5).

Как следует из рис. 10, разброс величин рассеянной освещенности очень велик: при одной и той же высоте Солнца величина рассеянной

освещенности может меняться в несколько раз, причем обращает на себя внимание то, что результаты измерения рассеянной освещенности в сухой атмосфере Памира (относительная влажность не больше 15%, абсолютная 5 мб) находятся в нижней части рисунка, за исключением одного дня, когда имело место вторжение сухого пыльного воздуха из пустынь Средней Азии с ветром афганцем, вызвавшее сильное повышение уровня рассеянной освещенности.

Для более детального исследования зависимости рассеянной освещенности от метеорологических условий все результаты измерений были



разбиты по трем градациям прозрачности атмосферы: $\tau = 0,78 \div 0,75$, $\tau = 0,74 \div 0,71$, $\tau = 0,70 \div 0,65$. Оказалось, что можно уверенно проследить ход рассеянной освещенности в зависимости от прозрачности атмосферы. На рис. 11 представлены результаты такой обработки.

Из рис. 11 следует, что рассеянная освещенность существенно зависит от прозрачности атмосферы — с уменьшением прозрачности атмосферы сильно возрастает освещенность, причем при неизменной прозрачности атмосферы с увеличением высоты Солнца величина рассеянной освещенности существенно увеличивается. Обращает на себя внимание разный характер рассеяния света в двух рассматриваемых пунктах. На рис. 11 мы имеем два семейства кривых. Кривые 4, 5, 6 представляют результаты измерений рассеянной освещенности на Памире, где абсолютная и относительная влажность так мала (3—5 мб и 8—15%), что можно полагать, что рассеяние света обусловлено лишь твердой компонентой аэрозоля, т. е. пылью. Кривые 1, 2, 3 получены

по данным измерений в Ленинградской области и описывают закономерности изменения рассеянной освещенности во влажной атмосфере (абсолютная влажность 5—20 мб, относительная влажность 40—90%).

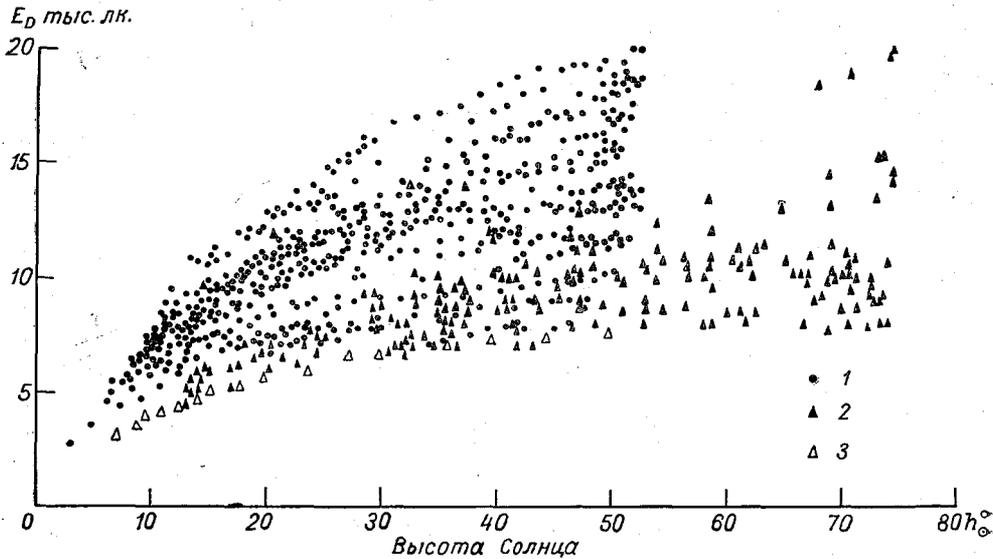


Рис. 10. Зависимость рассеянной освещенности от высоты Солнца. Безоблачное небо.
1 — Воейково, о. Сухо, 2 — Хорог, 3 — Чечеты.

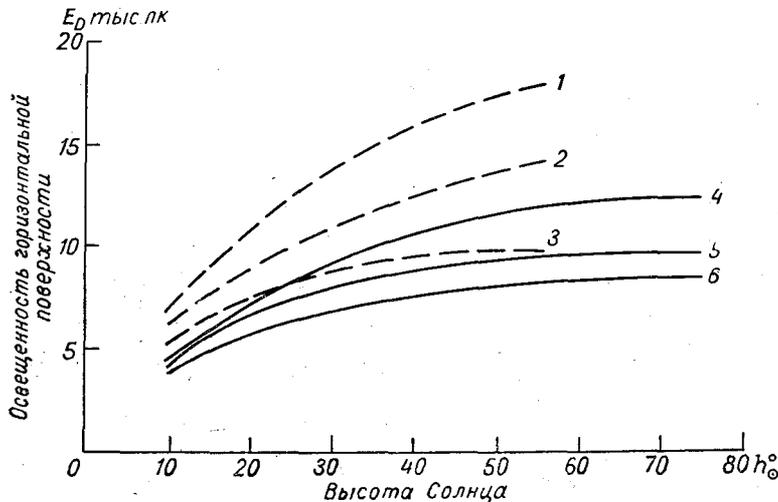


Рис. 11. Зависимость рассеянной освещенности от высоты Солнца. Безоблачное небо.

Ленинградская область: 1 — $\tau = 0,65 \div 0,70$, 2 — $\tau = 0,71 \div 0,74$, 3 — $\tau = 0,75 \div 0,78$;
Памир: 4 — $\tau = 0,65 \div 0,70$, 5 — $\tau = 0,71 \div 0,74$, 6 — $\tau = 0,75 \div 0,78$.

При одних и тех же высоте Солнца и коэффициенте прозрачности рассеяние обусловлено различным составом аэрозоля и различием оптической толщи над местом наблюдения и отличается на 20—40%. Полученная нами зависимость освещенности от оптической толщи атмосферы количественно согласуется с теоретическими расчетами по схеме [11, 113]. В частности, наибольшее влияние на величину рассеянной освещенности

ценности оказывает. нижний двухкилометровый слой, что связано с экспоненциальным характером убывания оптической толщи с высотой. Поэтому данные, полученные в Хороге (2200 м над ур. м.) и Чечектах (3860 м над ур. м.), практически совпадают.

Кроме того, возможно, в сухой пыльной атмосфере ослабление света обусловлено не только рассеянием, но и поглощением света на частицах пыли. Подобные результаты были получены Е. П. Барашковой [106], согласно которым величина рассеянной радиации при постоянном факторе мутности убывает с увеличением поглощения. То же получили М. И. Юдин и Р. Л. Каган [107], решая задачу о рассеянии света с учетом поглощения в атмосфере.

Лабораторное исследование поглощения света атмосферными аэрозолями, приведенное в [110], показало, что вклад показателя ослабле-

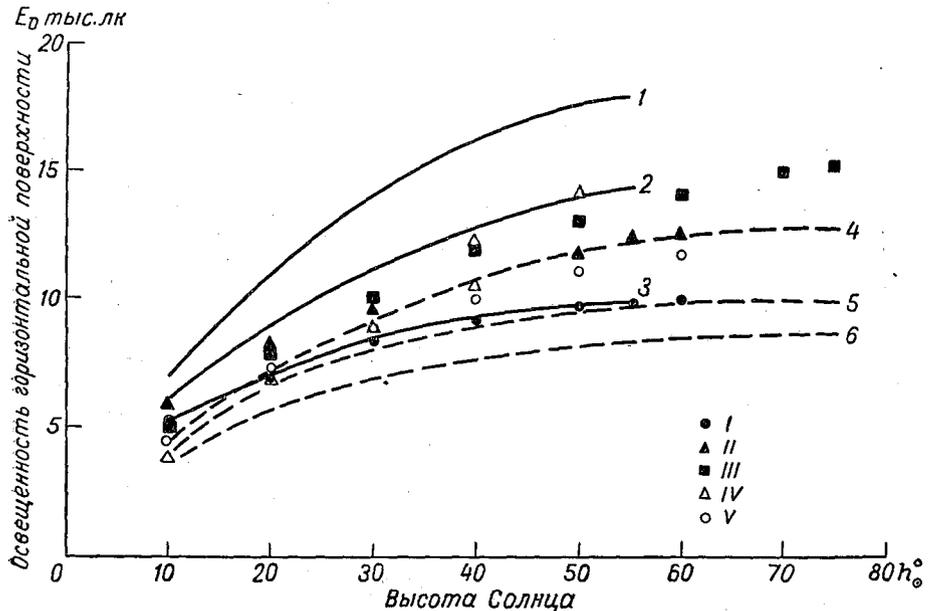


Рис. 12. Зависимость рассеянной освещенности от высоты Солнца и прозрачности атмосферы. Безоблачное небо. Сопоставление с данными других авторов. Ленинградская область: 1 — $\tau = 0,65 \pm 0,70$, 2 — $\tau = 0,71 \pm 0,74$, 3 — $\tau = 0,75 \pm 0,78$; Памир: 4 — $\tau = 0,65 \pm 0,70$, 5 — $\tau = 0,71 \pm 0,74$, 6 — $\tau = 0,75 \pm 0,78$. I — Претория (лето), II — Ташкент, Претория (зима), III — Вашингтон, IV — Павловск, V — Иркутск.

ния, обусловленного поглощением света на аэрозолях непромышленного происхождения, в общий показатель ослабления не превышает 10%. В нашем случае при постоянном значении коэффициента прозрачности рассеянная освещенность отличается больше, а именно на 20—40%. Поэтому указанное различие мы считаем обусловленным не природой аэрозоля, а различием в оптической толще атмосферы над местом наблюдения, как указано выше.

Вопрос о роли рассеяния и поглощения в ослаблении света в сухой и влажной атмосфере в зависимости от аэрозоля можно решить, лишь привлекая одновременно поставленные спектральные измерения.

На рис. 12 различными значками нанесены результаты измерений рассеянной освещенности при безоблачном небе в Претории летом [50], в Вашингтоне [50] и совпадающие друг с другом результаты измерений в Ташкенте [35] и в Претории зимой [50]. Интересно отметить, что данные, полученные в Претории летом и в Вашингтоне, расположились в области

высокой прозрачности влажной атмосферы, причем точки, соответствующие освещенности в Претории летом, легли на кривую, соответствующую рассеянию во влажной атмосфере при $\tau = 0,75 \div 0,78$. Результаты измерений рассеянной освещенности в Претории зимой и в Ташкенте, совпавшие друг с другом, легли на кривую, характеризующую рассеяние в сухой атмосфере при $\tau = 0,65 \div 0,70$.

Все это хорошо согласуется друг с другом, так как летний период в Претории характерен влажным чистым воздухом, промытым дождями и свободным от пыли и других твердых примесей. Зимой условия про-

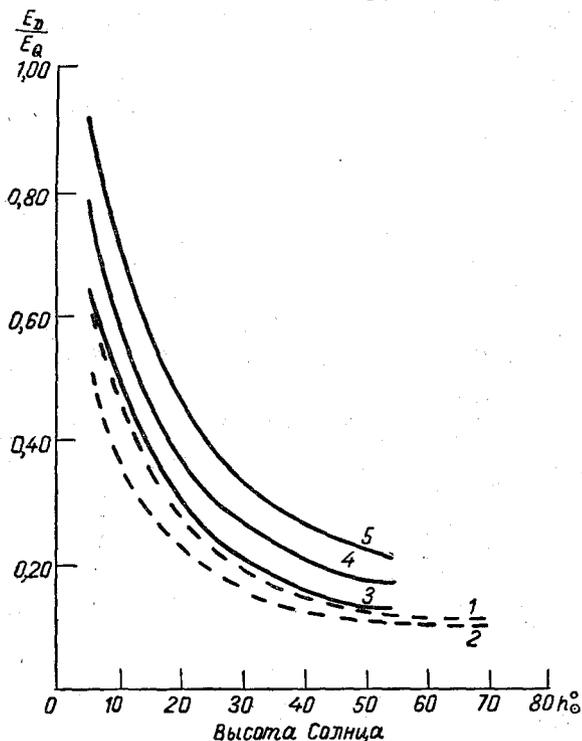


Рис. 13. Соотношение между суммарной и рассеянной освещенностью в зависимости от прозрачности атмосферы и высоты Солнца. Безоблачное небо.

Памир: 1 — $\tau = 0,71 \div 0,74$, 2 — $\tau = 0,75 \div 0,78$; Ленинградская область: 3 — $\tau = 0,75 \div 0,78$, 4 — $\tau = 0,71 \div 0,74$, 5 — $\tau = 0,66 \div 0,70$.

тивоположные — содержание влаги в воздухе мало и в связи с продолжительными засухами в нижнем слое атмосферы увеличивается концентрация пыли и дыма.

Атмосфера Вашингтона также не загрязнена пылью и индустриальными примесями, так как Вашингтон, особенно во времена Кимбалла, не являлся индустриальным центром [21]. Условия наблюдения в Претории зимой и в Ташкенте являются характерными для сухой атмосферы, загрязненной различными твердыми примесями и пылью.

Сравнение полученных нами результатов измерений рассеянной освещенности в различных метеорологических условиях с данными других авторов дает основание считать, что, по-видимому, мы охватили все условия наблюдения, которые могут иметь место в приземном слое атмосферы.

На рис. 13 приведены кривые, характеризующие вклад рассеянной освещенности в суммарную в зависимости от высоты Солнца и прозрачности атмосферы при безоблачном небе. Как и для случая рассеянной освещенности при одной и той же прозрачности атмосферы, вклад рассеянной освещенности в суммарную будет различным в зависимости от оптической толщи атмосферы. В связи с этим в условиях высокогорной местности доля рассеянной освещенности в суммарной будет существенно меньше, чем на уровне моря.

Следует указать, что приведенные на рис. 11—13 зависимости имеют место лишь при безоблачном небе. Наличие даже небольшого количества облачности немедленно нарушает все закономерности изменения величины освещенности с высотой Солнца и прозрачностью атмосферы. Величина рассеянной освещенности существенно зависит не только от формы и количества облачности, но и от ее расположения по небосводу.

Даже следы облачности могут оказать существенное влияние на величину рассеянной освещенности. На рис. 14 представлен дневной ход рассеянной освещенности в Воейково на протяжении одного дня (22/V 1964 г.) при открытом Солнце (\odot^2). В первую половину дня до полудня при облачности 0 баллов наблюдателем были отмечены следы S_1 , которые разошлись к полудню. Во вторую половину дня наблюдения производились в условиях безоблачного неба и лишь к концу дня на небосводе появились следы S_1 . Коэффициент прозрачности, определенный при $m=2$ до и после полудня, оставался постоянным и равным 0,78, однако, как это следует из рис. 14, рассеянная освещенность горизонтальной поверхности изменилась в 1,5 раза.

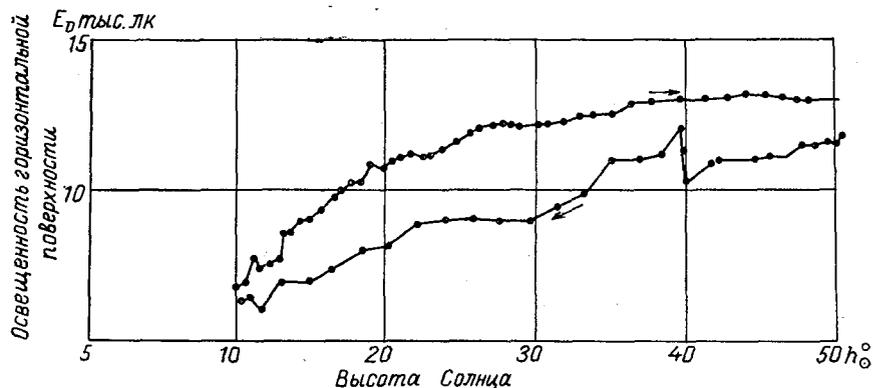


Рис. 14. Дневной ход рассеянной освещенности 22/V 1964 г. в Воейково. Безоблачное небо.

На рис. 15 приведены результаты измерений рассеянной освещенности на Памире при облачности 0, 1, 2 и 3 балла при открытом Солнце (\odot^2). Различными значками выделены случаи безоблачного и облачного неба. Как видно из рис. 15, даже небольшое количество облачности может изменить величину рассеянной освещенности в несколько раз в зависимости от местоположения ее на небосводе. Таким образом, при практическом использовании результатов измерений, а также выработке требований к точности информации о режиме рассеянной освещенности всегда следует иметь в виду существенное влияние облачности, которое обычно трудно поддается учету.

Важным фактором, влияющим на величину рассеянной освещенности, является коэффициент отражения подстилающей поверхности. Если альbedo достаточно велико, то отраженная от земной поверхности рассеянная радиация может существенно увеличить величину рассеянной освещенности. Особенно это имеет место при наличии снежного покрова.

Так, по данным [106], изменение альbedo от 0,2 до 0,8 при высоте Солнца 30° приводит к увеличению рассеянной радиации приблизительно на 50%; по данным [108], изменение альbedo от 0,86 (снег, выпавший за два дня до наблюдений) до 0,89 (снег, выпавший за один день до наблюдений) увеличивает рассеянную радиацию на 30%.

Данные о величине рассеянной освещенности в зимних условиях при снежном покрове содержатся лишь в таблицах Шаронова [52]. Нами были обработаны результаты наблюдений в Иркутске [55].

На рис. 16 приведена зависимость рассеянной освещенности горизонтальной поверхности от высоты Солнца при снежном покрове. Точки

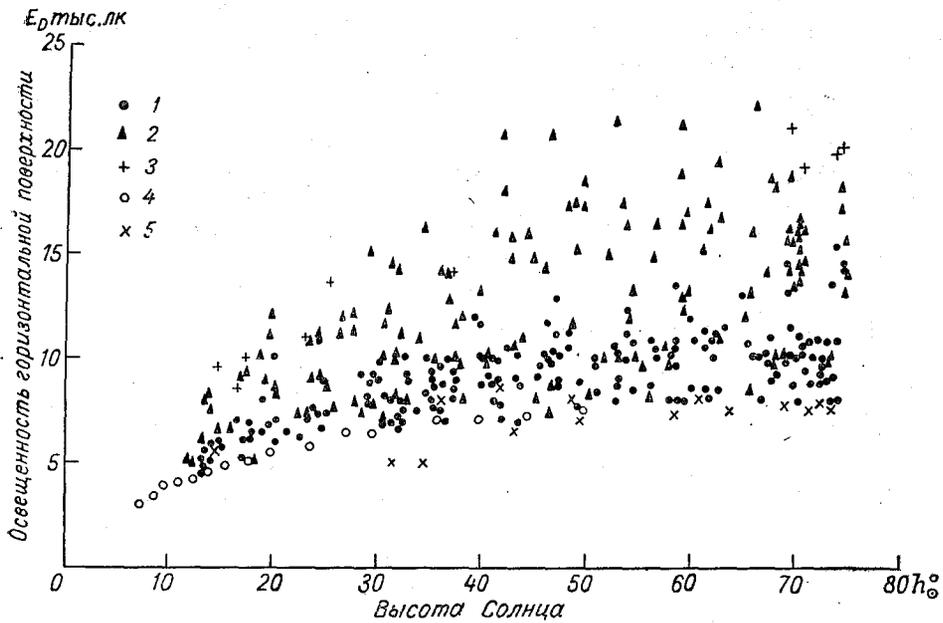


Рис. 15. Рассеянная освещенность при облачности 0, 1, 2 и 3 балла на Памире, \odot^2 .
 1 — облачность 0 баллов, 2 — облачность 1, 2, 3 балла, 3 — афганец, облачность 0 баллов,
 4 — Чечекты, облачность 0 баллов, 5 — Хорог, максимальная прозрачность, облачность 0 баллов.

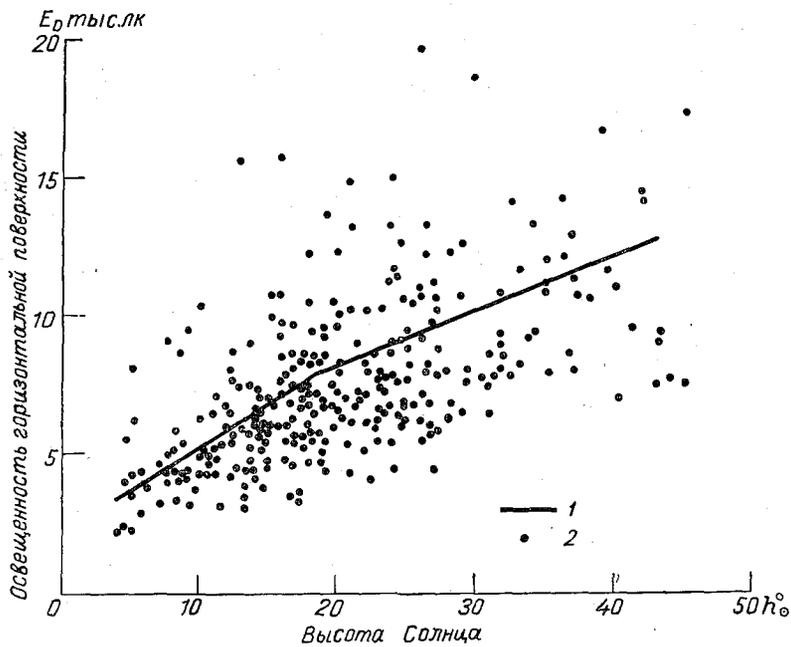


Рис. 16. Зависимость рассеянной освещенности от высоты Солнца при
 снежном покрове. Безоблачное небо.
 1 — Павловск, 2 — Иркутск.

на рисунке означают отдельные измерения, выполненные в Иркутске в различные дни. Сплошной линией обозначена зависимость, полученная в Павловске. Разброс значений величины рассеянной освещенности также велик, однако результаты наблюдений в Павловске и Иркутске хорошо согласуются друг с другом. Небольшой по объему материал наблюдений не позволил получить зависимость рассеянной освещенности от прозрачности атмосферы, аналогично полученной в условиях наблюдения без снежного покрова. Однако, вероятно, прозрачность атмосферы не очень существенно скажется на величине рассеянной освещенности, так как влияние снежного покрова в этом случае будет основным. По данным измерений в Иркутске, среднее квадратическое отклонение рассеянной освещенности горизонтальной поверхности для одних и тех же условий от среднего при безоблачном небе составляло $\pm 30\%$.

Данные о величине рассеянной освещенности горизонтальной поверхности при облачном небе практически отсутствуют, за исключением таблиц [52].

В таблицах [52], составленных по наблюдениям в Павловске, Шаронов приводит значения рассеянной освещенности для тонких полупрозрачных форм облаков при условиях наблюдения «Солнце в облаках». В этом случае прямой солнечный свет не устраняется полностью, но значительно ослабляется. Мы обработали измерения рассеянной освещенности в Иркутске и Ташкенте — результаты измерений освещенности в этих двух пунктах практически совпали [55]. Так как в Иркутске и Ташкенте Солнце затенялось экраном и измерялась освещенность, создаваемая только небом, то это дало возможность получить коэффициенты перехода для тонких полупрозрачных форм облаков от значений освещенности E_Q , измеренной, когда Солнце находится за облаками, но прямые лучи Солнца не устраняются полностью (таблица Шаронова [52]), т. е. от значений суммарной освещенности, к освещенности E_p , создаваемой рассеянным светом только от небосвода (данные Ташкента и Иркутска). Как показал расчет, этот коэффициент, одинаковый для Ташкента и Иркутска, тем больше, чем больше высота Солнца; для облачности $1/4$, $2/4$ и $3/4$ при одной и той же высоте Солнца он остается постоянным и значительно уменьшается по абсолютной величине для облачности $4/4$. В табл. 5 приведены значения этого коэффициента. Его можно рекомендовать для практического использования потому, что каждое число таблицы получено как среднее из независимых измерений, произведенных в Иркутске и Ташкенте.

Таблица 5

h_{\odot}°	$K = \frac{E_Q}{E_p}$		h_{\odot}°	$K = \frac{E_Q}{E_p}$	
	облачность	облачность		облачность	облачность
	1/4, 2/4, 3/4	4/4		1/4, 2/4, 3/4	4/4
5	1,0	1,0	30	2,5	1,7
10	1,2	1,1	35	2,7	1,8
15	1,6	1,3	40	3,0	1,8
20	1,9	1,4	45	3,2	1,8
25	2,5	1,6	50	3,4	1,9
			55	3,5	2,0

Далее была рассмотрена рассеянная освещенность горизонтальной поверхности для высоко-кучевой (Ac), слоисто-кучевой (Sc) и кучевой

(С_и) облачности. Данные Павловска, Иркутска и Ташкента также практически совпали, как и для суммарной освещенности. Однако отдельные расхождения в значениях освещенности для данных условий наблюдения иногда достигали 50%. Это следует, очевидно, объяснить тем, что кучевая и высоко-кучевая облачность имеет переменную плотность, быстро перемещается по небу и тем самым может сильно изменять величину освещенности при одинаковых по названию видах облачности. Построить кривые зависимости рассеянной освещенности от высоты Солнца для других видов облачности не представилось возможным, так как наблюдений было либо слишком мало, либо они отсутствовали вовсе.

Обработка наблюдений за освещенностью в Иркутске и Ташкенте позволила дополнить таблицы [52] зависимостью рассеянной освещенности от высоты Солнца для высоко-слоистой облачности (A_s) с количеством облачности 4/4. Эти данные приведены в табл. 6.

Таблица 6

h_{\odot}	Освещенность, тыс. лк			
	без снежного покрова			со снежным покровом
	Иркутск	Ташкент	среднее	Иркутск
5	3	2	2	4
10	3	6	4	7
15	12	11	12	12
20	18	16	17	26
25	22	20	21	40
30	26	25	26	—
35	31	29	30	—
40	35	34	34	—
45	40	39	40	—
50	45	43	44	—
55	49	—	49	—
60	54	—	54	—

Согласно табл. 6, значения освещенности при одинаковой высоте Солнца для Иркутска и Ташкента также хорошо совпали между собой. Отметим, что при этой форме облачности рассеянная и суммарная освещенность не отличаются друг от друга. Для практического использования следует рекомендовать данные, указанные в графе 4 табл. 6, являющиеся средними из наблюдений в Иркутске и Ташкенте. Данные об освещенности при наличии снежного покрова менее достоверны, так как получены только на материале наблюдений в Иркутске.

При решении задач, связанных с определением дальности видимости удаленных объектов, часто требуется знать освещенность не только горизонтальных поверхностей, но и различно ориентированных по отношению к Солнцу и различно наклоненных к горизонту. Суммарная освещенность E_Q такой поверхности, так же как и суммарная освещенность горизонтальной поверхности, будет складываться из освещенности, создаваемой прямыми лучами Солнца E_S , из рассеянной освещенности E_D , создаваемой частью небосвода, который освещает эту поверхность, и из освещенности E_3 , создаваемой светом, отраженным от поверхности земли, к которой обращена исследуемая поверхность. Причем вклад рассеянной освещенности от земли и неба в суммарную освещенность поверхностей, различно ориентированных по отношению к Солнцу и различно наклоненных к горизонту, будет существенно большим, чем для освещенности горизонтальной поверхности. В связи с этим освещенность

различно ориентированных поверхностей существенно зависит от местных условий, так как коэффициенты отражения и яркость подстилающей поверхности могут от случая к случаю сильно отличаться. Это существенно осложняет как теоретическое, так и статистическое исследование естественной освещенности таких поверхностей и заставляет получаемые данные классифицировать по отражательной способности подстилающей поверхности.

Так как естественная освещенность при одних и тех же условиях погоды может колебаться, как было показано выше, в весьма широких пределах, обычно принято выражать полученные результаты измерения суммарной или рассеянной освещенности различно ориентированных поверхностей в единицах освещенности суммарной или рассеянной открытой горизонтальной поверхности.

Экспериментальных исследований такого рода весьма мало и касаются они лишь рассеянной освещенности вертикально ориентированной поверхности [21, 54].

Таблица 7

h_{\odot}	A°						
	0	30	60	90	120	150	180
Растительный покров							
0	1,4	1,2	0,9	0,7	0,6	0,5	0,5
10	1,9	1,7	1,4	1,0	0,8	0,8	0,8
20	1,8	1,7	1,4	1,1	0,9	0,9	0,8
30	1,7	1,6	1,3	1,0	0,9	0,8	0,8
40	1,5	1,4	1,2	1,0	0,8	0,8	0,7
50	1,4	1,2	1,1	0,9	0,8	0,7	0,6
Снежный покров							
0	1,8	1,5	1,3	1,0	0,9	0,8	0,8
10	2,7	2,4	2,0	1,6	1,4	1,2	1,1
20	3,1	3,0	2,6	2,1	1,9	1,6	1,5
30	3,3	3,2	2,8	2,4	2,1	1,9	1,7

В табл. 7 по данным [54] приведены коэффициенты перехода от рассеянной освещенности горизонтальной поверхности к освещенности вертикальной плоскости для безоблачного неба в зависимости от высоты Солнца h_{\odot} и азимута A от солнечного вертикала при растительном и снежном покрове.

Как следует из табл. 7, характер подстилающей поверхности существенно влияет на величину естественной освещенности вертикальной поверхности. При снежном покрове для всех высот Солнца, за исключением $h_{\odot}=0^{\circ}$ и $A \geq 90^{\circ}$, вертикальная освещенность больше горизонтальной, причем, чем больше высота Солнца, тем больше растет величина вертикальной освещенности. При $h_{\odot}=0^{\circ}$ и $A=90^{\circ}$ вертикальная освещенность равна горизонтальной.

При растительном покрове в каждом азимуте вертикальная освещенность имеет максимальное значение при h порядка $10-20^{\circ}$, при больших и меньших высотах Солнца вертикальная освещенность уменьшается. В общем ход коэффициентов вертикальной освещенности с высотой Солнца незначителен.

Коэффициенты вертикальной рассеянной освещенности, приведенные в табл. 7, дают возможность определить величину рассеянной вертикаль-

ной освещенности при безоблачном небе для любой азимутальной ориентировки поверхности, если известна величина горизонтальной освещенности в данный момент. Следует лишь иметь в виду, что таблица дает только вероятные значения коэффициентов вертикальной освещенности. Как указывалось выше, они зависят от коэффициентов отражения поверхности ландшафта, которые могут существенно меняться. Так, в [21] коэффициенты вертикальной освещенности, полученные для условий Вашингтона из расчета по данным прямых наблюдений яркости неба, отличаются от приведенных в табл. 7, что следует, вероятно, объяснить специфическими условиями наблюдений в городе.

Коэффициенты перехода от суммарной освещенности горизонтальной поверхности к освещенности поверхностей, различно наклоненных к горизонту, для малых высот Солнца (0, 3 и 5°) приведены в табл. 17.

Суммарная освещенность вертикальной поверхности может быть получена из выражения

$$E_{Q\perp} = kE_D + E_{S\perp},$$

где k — коэффициент перехода от рассеянной освещенности горизонтальной поверхности E_D к освещенности вертикальной поверхности, $E_{S\perp}$ — освещенность вертикальной поверхности, создаваемая прямыми лучами Солнца.

Если E_S — освещенность поверхности, расположенной нормально к падению солнечных лучей, то, согласно [3],

$$E_{S\perp} = E_S \cos h_{\odot} \cos (\Psi_{\odot} - \Psi_n),$$

где Ψ_{\odot} и Ψ_n — азимуты Солнца и проекции нормали к вертикальной поверхности на горизонтальную плоскость, отсчитываемые от плоскости меридиана (азимуты считаются положительными при отсчете в направлении часовой стрелки).

Для расчетов, не требующих большой точности, нормальную освещенность E_S можно определить из табл. 8 как частное от деления разности суммарной и рассеянной освещенности горизонтальной поверхности на $\sin h_{\odot}$. В [111] приведены данные о суточном ходе суммарной и рассеянной освещенности различно ориентированных вертикальных поверхностей для условий большого города (Москвы) во время летнего солнцестояния 23—24/VI 1964 г. при безоблачном небе.

§ 4. Определение естественной освещенности горизонтальной поверхности по заданным условиям

Проведенные нами измерения естественной освещенности в различных климатических районах, а также сравнения результатов этих измерений с данными других авторов показали, что значения рассеянной и суммарной освещенности в различных географических пунктах для одинаковых условий наблюдений (высота Солнца, форма и количество облачности) практически совпадают в пределах точности их регистрации. Исключение составляет рассеянная освещенность горизонтальной поверхности при безоблачном небе, которая имеет различный ход с высотой Солнца и прозрачностью атмосферы для пунктов с различной высотой над уровнем моря.

Поэтому для определения естественной освещенности горизонтальной поверхности по наперед заданным условиям можно пользоваться

таблицей природной освещенности Шаронова [52], которая является обобщением многолетних измерений освещенности в Павловске.

Приведем эту таблицу из книги В. В. Шаронова [52], которая была издана небольшим тиражом в 1948 г., не переиздавалась и давно стала библиографической редкостью, так как при решении практических задач, связанных со знанием уровня естественной освещенности, эта таблица всегда крайне необходима.

В табл. 8 приведены средние значения дневной освещенности горизонтальной поверхности в тысячах люксов в зависимости от высоты Солнца и состояния неба. В последней графе добавлена зависимость рассеянной освещенности от высоты Солнца, полученная нами из обработки наблюдений в Иркутске и Ташкенте для высоко-слоистых облаков (A_s) с количеством облачности $4/4$. В этом случае суммарная освещенность горизонтальной поверхности равна рассеянной.

Для условий наблюдений при безоблачном небе в графе «тьень» приведена зависимость рассеянной освещенности по измерениям в Павловске. В графе «Солнце» дана суммарная освещенность; она имеет место, когда Солнце не закрыто облаком. В графе «тьень» приведена рассеянная освещенность; она соответствует моменту, когда Солнце закрыто плотными облаками. Для тонких полупрозрачных форм облаков даны 2 графы — «Солнце чисто» и «Солнце в облаках», в последнем случае Солнце не устраняется полностью, но существенно ослабляется и числа таблицы соответствуют суммарной освещенности. Столбцы « $1/4$ », « $1/2$ », « $3/4$ » и « $4/4$ » соответствуют разной степени покрытия неба облачностью. Количество облачности $1/4$ означает, что облаками покрыта четверть видимой площади небосвода, $2/4$ — половина и т. д.

Для зимы при наличии снежного покрова освещенность горизонтальной поверхности существенно увеличивается благодаря большому коэффициенту отражения подстилающей поверхности (см. табл. 8). Освещенность, так же как и в табл. 7, дана в тысячах люкс.

Таким образом, чтобы определить по табл. 7 и 8 величину освещенности в данный момент, нужно знать высоту Солнца, количество и тип облачности.

Таблицы дают только вероятные значения освещенности горизонтальной поверхности для данных условий наблюдения. Пределы колебаний освещенности в естественных условиях могут быть очень заметны. Среднее квадратическое отклонение от чисел таблицы для суммарной освещенности при безоблачном небе составляет $\pm 10\%$ без снежного покрова, $\pm 30\%$ при снеге. Рассеянная освещенность при данной высоте Солнца и безоблачном небе может меняться в 2 раза в зависимости от прозрачности атмосферы. При облачном небе, как указывалось выше, колебания естественной освещенности очень велики. Так, для неба, покрытого слоистыми облаками St , для $2/3$ случаев отклонение от средних чисел таблицы составляет $\pm 40\%$.

Таким образом, было установлено, что режим естественной освещенности не зависит в пределах точности ее регистрации от географического положения пункта наблюдения, а является однозначной функцией высоты Солнца и облачности, т. е. зависит только от характера и интенсивности потока, облучающего нижние слои атмосферы. Изменения естественной освещенности, вызванные колебаниями прозрачности атмосферы, в большинстве случаев оказываются лежащими за пределами точности данных систематического ряда наблюдений освещенности (исключение составляет лишь рассеянная освещенность горизонтальной поверхности при безоблачном небе). Это дало возможность

Высота Солнца h_{\odot}°	Безоблачно		Перистые облака Ci, Cs							
	Солнце	тень	Солнце чисто				Солнце в облаках			
			1/4	1/2	3/4	4/4	1/4	1/2	3/4	4/4
5	4	3	4	5	5	5	3	4	4	4
10	9	4	10	10	10	11	7	7	7	8
15	15	6	15	16	16	17	11	12	12	13
20	23	7	24	24	25	25	16	17	17	18
25	31	8	32	33	33	37	21	22	22	25
30	39	9	40	41	43	48	25	26	28	33
35	48	10	49	51	53	60	30	32	34	41
40	58	12	58	60	64	69	35	37	40	46
45	67	13	68	70	73	79	41	43	46	52
50	76	14	77	79	83	86	46	48	52	57
55	85	15	86	88	92	97	51	53	57	62
60	89									
65	95									
70	100									
75	105									

Высота Солнца h_{\odot}°	Кучевые облака Cu								Слоисто-кучевы			
	Солнце				тень				Солнце			
	1/4	1/2	3/4	4/4	1/4	1/2	3/4	4/4	1/4	1/2	3/4	4/4
5	4	5	5	5	3	4	4	4	4	4	5	
10	10	11	11	10	5	6	6	5	9	10	11	
15	16	18	17	16	7	9	8	7	16	17	17	10
20	25	27	27	26	9	11	11	10	24	27	28	20
25	34	37	37	35	11	14	14	12	33	37	39	30
30	43	46	46	44	13	16	16	14	42	47	50	40
35	52	56	56	54	14	18	18	16	52	57	60	50
40	62	65	66	65	16	19	20	19	61	66	70	60
45	70	75	76	75	17	21	22	21	70	76	81	70
50	81	84	85	86	19	22	23	24	79	84	90	80
55	90	93	95	95	20	23	24	25	88	93	99	90

Таблица 8

Перисто-кучевые облака Сс								Высоко-кучевые облака Ас							
Солнце чисто				Солнце в облаках				Солнце чисто				Солнце в облаках			
1/4	1/2	3/4	4/4	1/4	1/2	3/4	4/4	1/4	1/2	3/4	4/4	1/4	1/2	3/4	4/4
4	5	5	5	3	4	4	4	4	5	5	5	3	4	4	4
10	11	12	13	7	8	9	10	10	11	11	11	5	6	6	6
16	17	18	20	12	13	14	16	16	17	18	19	7	8	9	10
24	26	28	30	16	18	20	22	24	26	29	31	8	10	13	15
32	35	38	41	21	24	27	30	33	36	40	43	10	13	17	20
41	44	48	52	26	29	33	37	42	47	52	54	12	17	22	24
51	54	59	63	32	35	40	44	52	59	63	65	14	21	25	27
60	64	69	74	37	41	46	51	62	70	73	76	16	24	27	30
69	74	79	84	42	47	52	57	74	80	83	86	20	26	29	32
79	83	88	93	48	52	67	62	84	90	92	96	22	28	30	34
88	92	97	101	53	57	62	66	94	99	101	105	24	29	31	35

облака Сс				Кучево-дождевые облака Сб								Сплошная облачность		
тень				Солнце				тень				слоистые St	дождевые Nб	As
1/4	1/2	3/4	4/4	1/4	1/2	3/4	4/4	1/4	1/2	3/4	4/4			
3	3	4	3	4	4	4	5	3	3	3	4	2	2	2
4	5	6	4	9	9	10	10	4	4	5	5	3	3	4
7	8	8	7	15	16	16	15	6	7	7	6	4	5	12
6	11	12	11	24	26	26	24	8	10	10	8	6	7	17
10	14	16	15	33	36	36	35	10	13	13	12	8	10	21
12	17	20	17	43	46	46	46	13	16	16	16	9	12	26
14	19	22	21	53	56	56	56	15	18	18	18	11	14	30
15	20	24	25	64	67	67	66	18	21	21	20	12	16	34
16	22	27	32	74	77	77	76	20	23	23	22	14	18	40
17	22	28	34	84	86	86	86	22	24	24	24	15	20	44
18	23	29	35	93	95	95	95	23	25	25	25	16	22	49

К. С. Шифрину и Л. Н. Гусевой предложить схему прогноза местной естественной освещенности по известной высоте Солнца и данным прогноза облачности [68]. Остановимся на ней.

Таблицы 8 и 9 построены на основании весьма подробного знания состояния облачности неба. Однако принятая в настоящее время схема прогноза облачности учитывает только колебание облачности в течение прогнозируемого периода и характер ее изменения [69].

Для перехода от детальных таблиц к таблицам, которые соответствовали бы прогностическим градациям облачности, в работе [68] были построены вспомогательные таблицы, в которых величина горизонтальной освещенности была осреднена по различным формам облачности соответственно [69]. Схема прогноза была разработана отдельно для суммарной и рассеянной освещенности при учете всех возможных вариантов градаций облачности в прогнозе погоды. Пользуясь таблицами, предложенными в [68], можно прогнозировать величины и пределы колебаний суммарной и рассеянной освещенности и характер их изменения в течение прогнозируемого периода дня в любом географическом пункте, расположенном на уровне моря, где высота Солнца не превышает 55° (в [68] использована зависимость рассеянной освещенности от высоты Солнца при безоблачном небе по данным Павловска). Для этого следует лишь иметь прогноз облачности и знать высоту Солнца в интересующий нас момент времени.

Отметим, что абсолютная успешность прогноза освещенности будет зависеть не только от того, с какой вероятностью осуществляется упомянутая выше однозначная связь между освещенностью и облачностью, но и от успешности прогноза облачности. Последнее уже представляет проблему синоптической метеорологии.

Следует отметить, что возможен и другой путь прогноза. В работе [66] предлагается прогноз освещенности на основании систематической регистрации ее в нескольких географических пунктах и построения графиков изменения освещенности по дням, месяцам и сезонам. Этот метод требует многолетнего накопления данных о естественной освещенности для всех интересующих географических пунктов, так как распространение полученного светового режима в каком-либо одном пункте на другие географические пункты исключается из-за однозначной связи освещенности с облачностью, которая существенно зависит от географического пункта наблюдения.

Отметим, что таблицы [68] могут быть использованы также для построения светового режима того или иного географического пункта. Если известна преобладающая облачность, количество, вид и число ясных дней в том или ином сезоне, то на основании работ [52, 68] можно легко построить таблицы наиболее вероятных значений освещенности для того или иного периода времени. Следует лишь всегда помнить, что точность этих данных будет зависеть также от успешности прогноза облачности. Таким способом были составлены таблицы светового режима для Минска [70].

СВЕТОВОЙ РЕЖИМ В СУМЕРКИ И НОЧЬЮ

§ 5. Источники освещения в сумерки и ночью

Темное время суток принято делить в зависимости от уровня освещенности на сумерки и ночь. Сумерки охватывают период времени от момента захода или восхода Солнца до наступления полной темноты

Таблица 9

Высота Солнца h°	Безоблачно		Перистые облака C_1, C_s, C_c								Слоисто-кучевые облака S_c								Сплошная облачность	
	Солнце	Тень	Солнце чисто				Солнце в облаках				Солнце				Тень				Слоистые	Дождливые
			1/4	1/2	3/4	4/4	1/4	1/2	3/4	4/4	1/4	1/2	3/4	4/4	1/4	1/2	3/4	4/4		
			1/4	1/2	3/4	4/4	1/4	1/2	3/4	4/4	1/4	1/2	3/4	4/4	1/4	1/2	3/4	4/4		
5	5	4	5	5	5	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	3	3	
10	10	5	10	11	11	5	6	6	6	5	10	11	10	11	10	10	10	5	5	
15	16	7	16	17	18	7	8	9	10	7	17	17	17	17	18	17	17	8	8	
20	24	8	24	26	27	8	10	11	18	8	25	27	31	36	9	11	16	14	15	
25	32	9	33	35	39	10	12	16	23	10	33	37	44	56	10	14	21	20	22	
30	40	10	41	45	50	11	15	20	26	11	42	48	57	70	12	18	27	27	29	
35	49*	11	51	56	61	13	18	23	28	13	52	58	68	84	14	20	30	34	36	
40	58	12	62	66	70	16	20	24	29	16	62	69	80	94	16	23	34	48	—	

или наступления дня. За начало вечерних сумерек и конец утренних принимается момент прохождения верхнего края диска через видимый горизонт. В зависимости от широты места наблюдения и времени года продолжительность сумерек меняется: они наиболее короткие в низких широтах и наиболее длинные в высоких широтах.

Сумерки характерны быстрым и непрерывным изменением яркости неба и освещенности горизонтальной поверхности, обуславливающим

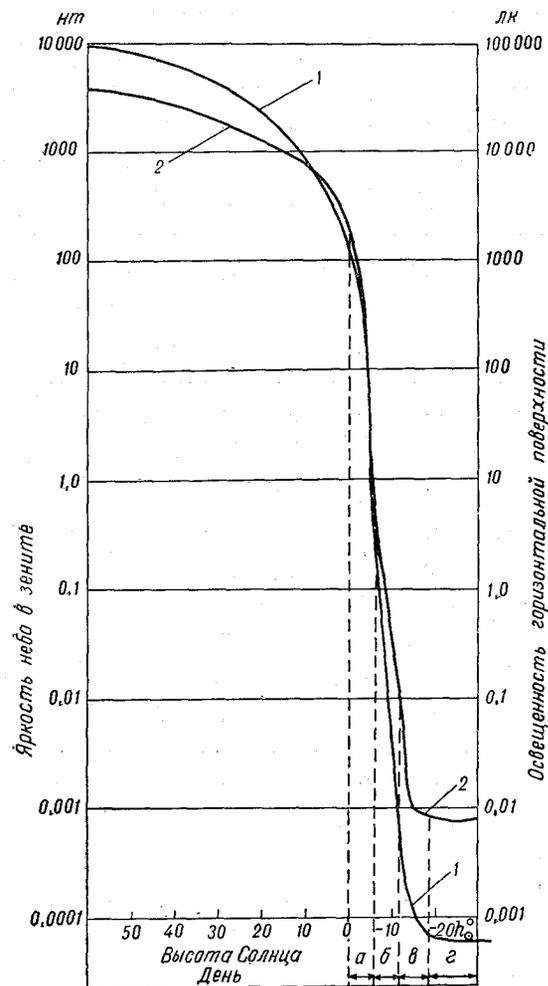


Рис. 17. Яркость неба в зените (1) и освещенность горизонтальной поверхности (2) для дня, сумерек и ночи. Безоблачное небо.

a — гражданские сумерки, *б* — навигационные сумерки, *в* — астрономические сумерки, *г* — ночь.

переход от дневного освещения к ночному и наоборот. За короткий промежуток яркость неба и освещенность меняются на несколько порядков. Так, если в начале сумерек освещенность горизонтальной поверхности составляет величину порядка $5 \cdot 10^3$ лк, то к концу сумерек она асимптотически приближается к своему ночному значению 10^{-3} , 10^{-4} лк. На рис. 17 приведена яркость неба в зените по данным [24, 25, 86] и освещенность горизонтальной поверхности в светлое и темное время суток при безоблачном небе по данным [52].

Так как четкая граница между сумерками и ночью отсутствует, принято определять начало и конец сумерек астрономически. Сумерки делятся на:

1) гражданские — соответствующие периоду от захода Солнца до момента погружения Солнца под горизонт до $h_{\odot} = -6^{\circ}$. Они характерны тем, что на открытой местности настолько светло, что можно легко читать печатный текст. Видимость как далеких, так и близких предметов практически остается такой же, как и днем. В конце гражданских сумерек обычно включается искусственное освещение;

2) навигационные, или гидрографические, сумерки — соответствуют периоду погружения Солнца под горизонт от $h_{\odot} = -6^{\circ}$ до $h_{\odot} = -12^{\circ}$. Во время навигационных сумерек уровень освещенности уже таков, что без искусственного освещения на открытой местности нельзя ни читать, ни писать, однако мореплавателю еще может при определении места или курса корабля ориентироваться по береговым объектам;

3) астрономические сумерки — соответствуют периоду погружения Солнца под горизонт от $h_{\odot} = -12^{\circ}$ до $h_{\odot} = -18^{\circ}$. Уровень освещенности почти не отличается от ночного, в конце этих сумерек исчезают последние следы зари на небосводе, мешающие астрономическим наблюдениям за звездами, почему этот период и получил название астрономических.

Так как начало и конец сумерек определяются лишь астрономическими факторами — погружением Солнца под горизонт, то они могут быть определены с любой наперед заданной точностью. Таблицы начала и конца сумерек можно найти в [52].

В сумерки и ночью источниками освещения являются атмосфера, освещенная лучами Солнца, находящегося под горизонтом, и рассеивающая их, земная поверхность и Луна.

Спектральный состав излучения сумеречного неба весьма непостоянен и зависит от глубины погружения Солнца. Цветовая температура зенита ночного неба колеблется на протяжении сумерек в больших пределах. В табл. 10 приведена цветовая температура зенита сумеречного неба в зависимости от глубины погружения Солнца по данным [71]. Цветовая температура неба, приведенная в последней строке, соответствует ночному небу.

Таблица 10

Высота Солнца h_{\odot}°	Цветовая температура зенита, $^{\circ}\text{K}$	Высота Солнца h_{\odot}°	Цветовая температура зенита, $^{\circ}\text{K}$
4	6 200	-10	16 000
2	6 400	-12	15 000
0	6 500	-14	7 000
-2	6 700	-16	4 900
-4	7 900	-18	4 200
-6	10 000	-20	4 200
-8	13 000		

В период сумерек земная освещенность существенно зависит от глубины погружения Солнца. Ночью при погружении Солнца под горизонт ($h_{\odot} = -18^{\circ}$) уровень естественной освещенности от астрономических параметров Солнца не зависит. Луна как источник света начинает оказывать влияние лишь в конце навигационных сумерек, и то лишь при полнолунии. Основным источником света ночью является Луна. Яркость ее поверхности составляет около 0,25 сб, максимальная освещенность, которую может создать Луна, составляет 0,2 лк, однако она достигается весьма редко — лишь в момент полнолуния, уже через 2—3 дня после него освещенность падает вдвое. Спектр лунного света несколько отличается от солнечного, цветовая температура его 4125°K , максимум излучения сдвинут в длинноволновую область спектра вследствие селективного отражения солнечного света поверхностью Луны. Однако такое отличие компенсируется полностью особенностью аппарата сумеречного зрения, кривая чувствительности которого смещена в стороны коротких длин волн.

Особенностью Луны являются периодические изменения интенсивности ее света в зависимости от фазы. Для количественного выражения фазы Луны применяются две характеристики: возраст Луны и угол фазы.

Возрастом Луны называется время от последнего новолуния — момента, когда астрономическая долгота Луны точно равна долготе

Солнца. Новолуния повторяются через промежуток времени 29,53 суток, называемый синодическим месяцем. Моменты новолуния в данном году и возраст Луны в каждый день года содержатся в астрономических календарях.

Углом фазы Луны называется угол при центре Луны, образованный направлениями на Солнце и на наблюдателя. В момент новолуния угол фазы близок к 180° , в полнолуние он достигает минимального значения. Угол фазы более точно определяет силу света Луны, однако на практике, имея в виду приближенный характер расчетов, обычно пользуются возрастом Луны.

Интенсивность лунного света принято характеризовать световой лунной постоянной. Это освещенность, создаваемая лучами Луны на нормальную к ним плоскость при угле фазы 0° и средних расстояниях от освещаемой точки до Луны и от Луны до Солнца. Величина лунной постоянной известна весьма неточно. При угле фазы, равном нулю, Луна попадает в тень Земли и наступает полное лунное затмение, поэтому величина световой лунной освещенности не измеряется непосредственно, а получается экстраполированием. Ее значения колеблются от 0,25 до 0,35 лк. По данным Н. Н. Сытинской [72], ее величина равна 0,352 лк.

Изменение силы света Луны с фазой может быть получено лишь путем измерений. В настоящее время пользуются кривой, полученной Рэсселем [30]. Эти данные приведены в табл. 11. Следует лишь иметь в виду, что изменение силы света в зависимости от угла фазы для прибывающей и убывающей Луны неодинаковое, что объясняется несимметричным расположением темных пятен на лунном диске.

Таблица 11

Возраст, дни от полно- луния	Угол фазы, град.	Прибывающая Луна			Убывающая Луна		
		освещенность		отношение света Луны к свету Солнца N	освещенность		отношение света Луны к свету Солнца N
		относи- тельная (полнолу- ние = 1000)	абсолютная (люксы вне атмосферы)		относи- тельная (полнолу- ние = 1000)	абсолютная (люксы вне атмосферы)	
0	0,0	1000	0,291	$215 \cdot 10^{-8}$	1000	0,291	$215 \cdot 10^{-8}$
1	12,2	788	0,229	169	772	0,225	166
2	24,4	612	0,178	132	580	0,169	125
3	36,6	476	0,138	102	424	0,123	91
4	48,8	364	0,106	78	308	0,090	66
5	61,0	276	0,080	59	228	0,066	49
6	73,1	200	0,058	43	164	0,048	35
7	85,3	136	0,040	29	112	0,033	24
8	97,5	84	0,024	18	76	0,022	16
9	109,7	52	0,015	11	48	0,014	10
10	121,9	28	0,008	6	29	0,008	6
11	134,1	13	0,004	3	14	0,004	3
12	146,3	5	0,002	1	6	0,002	1
13	158,5	1	0,000	0	1	0,000	0

В отсутствие Луны начинают играть роль другие источники света: видимые и невидимые звезды, планеты, зодиакальный свет, полярное сияние и пр. Баума [74] оценил относительную роль участия того или иного источника в ночном свечении неба. По его данным, прямой свет

видимых звезд составляет 10%, невидимых звезд — 37%, планет — 3%, рассеянный свет звезд и планет — 7%, другие причины (зодиакальный свет, полярное сияние, случайные неизвестные причины) — 43%.

Приведенные данные следует считать весьма ориентировочными, так как другие авторы получали несколько отличные величины.

Вопросов свечения ночного неба, а также фотометрической теории сумерек мы не касаемся, так как они разбираются в специальных курсах атмосферной оптики и монографиях, например в [75, 76].

§ 6. Яркость сумеречного и ночного неба в отсутствие Луны

В настоящей работе будут рассмотрены лишь фотометрические характеристики, определяющие световой режим в сумерки и ночью, а именно распределение яркости неба и освещенность горизонтальной поверхности при различных метеорологических условиях.

Несмотря на значительное количество работ, посвященных этим вопросам, лишь сравнительно небольшое число их охватывает полный цикл наблюдений от захода Солнца до наступления глубокой ночи и все те случаи, с которыми приходится встречаться при практическом использовании данных о световом режиме.

Результаты наблюдений отдельных авторов не всегда согласуются друг с другом; полученные ими величины часто отличаются в несколько раз. Это в первую очередь следует объяснить различными конкретными условиями, в которых происходило измерение тех или иных характеристик светового режима. Колебания величины освещенности горизонтальной поверхности и яркости неба в естественных условиях для одинаковых условий погоды могут быть очень велики, так как они существенно зависят от прозрачности атмосферы и облачности, которые весьма непостоянны во времени и пространстве и трудно поддаются учету в темное время суток.

Мы проанализировали и обобщили некоторые наиболее надежные произведенные за последнее время измерения яркости сумеречного и ночного неба и освещенности горизонтальной поверхности с тем, чтобы дать количественную оценку светового режима в удобном для практического использования виде.

Большинство опубликованных ранее работ [25, 52, 77—84] относится к определению естественной освещенности горизонтальной поверхности и лишь некоторые [25, 71, 77, 86, 87] посвящены измерению распределения яркости сумеречного и ночного неба.

В основном в рассмотренных работах все измерения производились с помощью визуальных фотометров. Исключение составляют работы [82, 83, 25], при выполнении которых в качестве приемников использовался селеновый или сурьмяно-цезиевый фотоэлемент, кривая спектральной чувствительности которого была приведена к дневной чувствительности глаза.

При сравнении результатов измерений, полученных с помощью визуальных фотометров, всегда возникает вопрос о величине ошибок, связанных с эффектом Пуркинье, при фотометрировании поверхностей различного цвета. Эти ошибки были исследованы для условий наблюдений сумеречного неба Бульрихом (цветовая температура лампы в фотометре 2360°) [71] и П. П. Феофиловым [88], согласно которым данные о яркости неба, полученные при измерениях сумеречным аппаратом глаза, будут иметь более высокие значения по сравнению с измерениями, выполненными дневным зрением. Ошибка фотометрирования зависит от уровня яркости сравниваемых полей, т. е. от глубины

погружения Солнца под горизонт, и максимальное значение ее не превышает 30%, и то лишь в отдельных случаях. Так как колебания освещенности горизонтальной поверхности и яркости неба при одинаковых условиях наблюдения в естественных условиях, как было показано выше, могут быть очень велики, ошибкой такого порядка можно пренебречь. В отдельных случаях ее можно учесть, как это делается, напри-

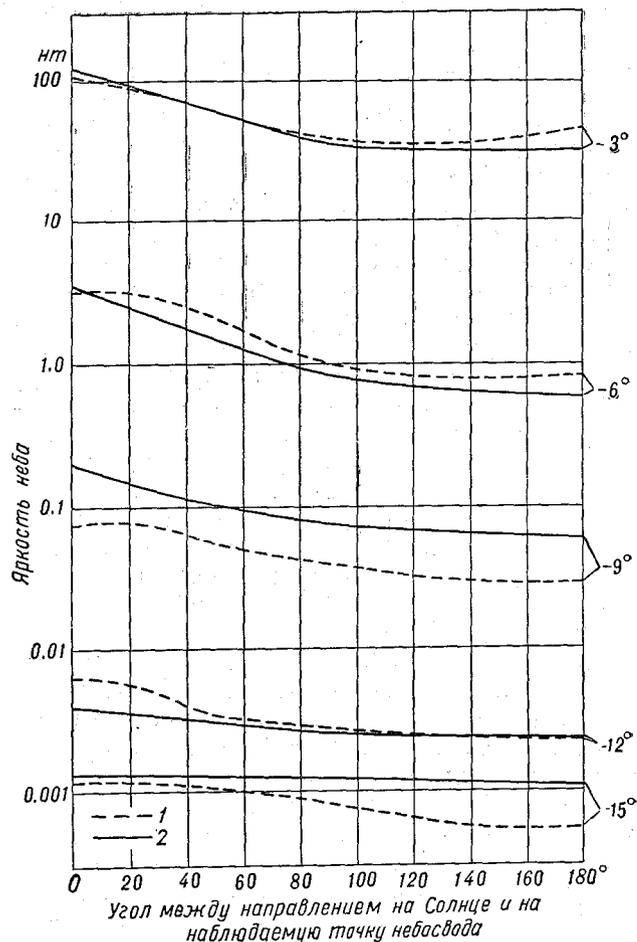


Рис. 18. Яркость сумеречного и ночного безоблачного неба у горизонта.

1 — данные [25], 2 — данные [86].

мер, в [71]. Как будет показано ниже, результаты отдельных измерений, полученные с помощью фотоэлектрических фотометров, где чувствительность приемника была приведена к дневной чувствительности глаза, и визуальных фотометров, близки друг к другу (рис. 18, 19 и 21, кривые 2, 4, 6 и кривые 1, 3). Систематических расхождений, связанных с эффектом Пуркинье, между этими данными не наблюдается. Следовательно, эти ошибки малы по сравнению с колебаниями яркости неба и освещенности горизонтальной поверхности при одинаковых условиях погоды и в естественных условиях их не удастся выделить из суммарной ошибки измерения.

Распределение яркости сумеречного и ночного неба, так же как и дневного, существенно зависит от глубины погружения Солнца под горизонт, прозрачности атмосферы и облачности.

Рассмотрим яркость сумеречного и ночного неба при безоблачном небе в тех случаях, когда Луны нет или ее влияние незначительно и им можно пренебречь.

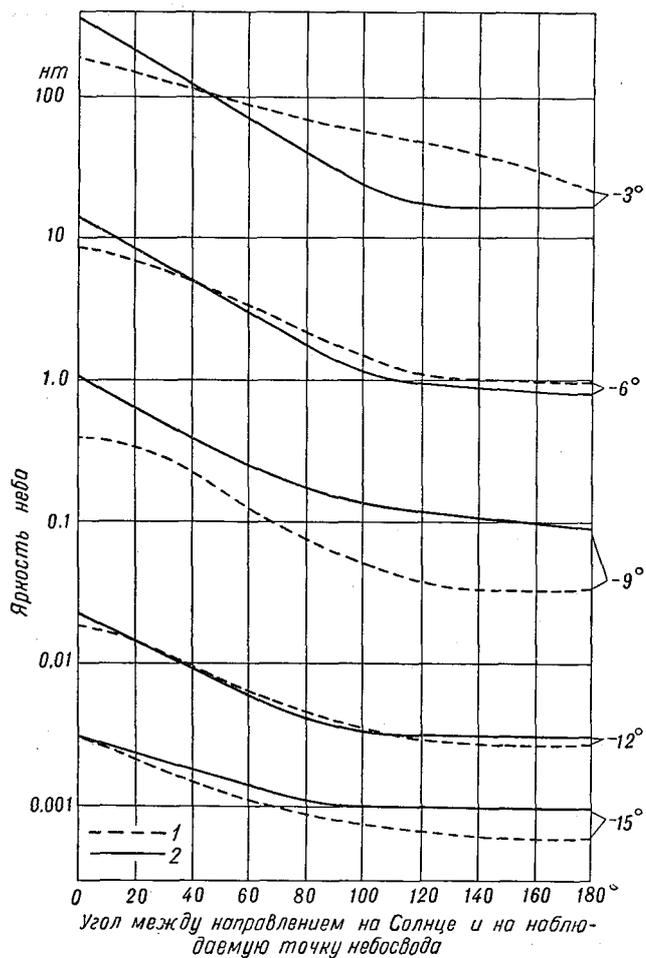


Рис. 19. Яркость сумеречного и ночного безоблачного неба на высоте 30° .

1 — данные [25], 2 — данные [86].

Детальному исследованию распределения яркости сумеречного и ночного неба посвящены работы [25, 86]; в работах [71, 77] измерялась яркость неба лишь в нескольких точках.

На рис. 18 и 19 дано распределение яркости неба, полученное из измерений в Ленинградской области [86] и в США, в Мериленде, [25] по большим кругам альмукантарата у горизонта и на высоте 30° в зависимости от угла между направлением на Солнце и на наблюдаемую точку небосвода для различных глубин погружения Солнца h_\odot под горизонт. За нуль принято направление на Солнце под горизонтом. На рис. 20 показано изменение яркости неба в зените в зависимости от глубины погружения Солнца.

В Ленинградской области измерения яркости ночного и сумеречного неба производились на метеостанции Токсово и охватывали июнь—декабрь 1953 г. При измерениях использовался фотометр ИФТ-27, разработанный Феофиловым [88]. Точность фотометрирования зависела от порога контрастной чувствительности, который с уменьшением яркости быстро растет. Так как угловые размеры сравниваемых полей были достаточно велики, можно считать, что яркость неба порядка

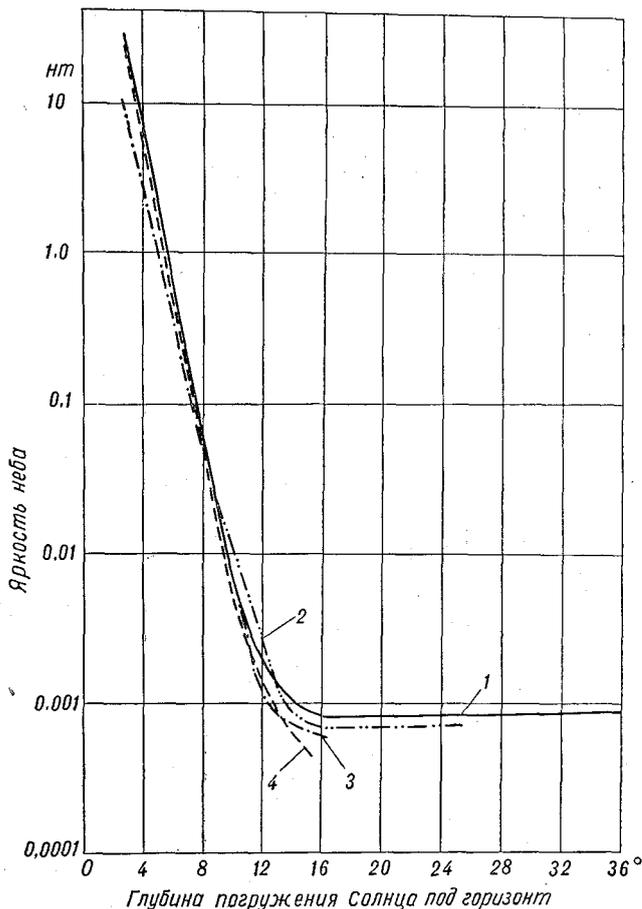


Рис. 20. Яркость сумеречного и ночного безоблачного неба в зените.

1 — данные [86], 2 — данные [77], 3 — данные [71], 4 — данные [25].

10^{-1} — 10^{-2} нТ измерялась с ошибкой ± 5 — 10% , яркость 10^{-4} нТ — с ошибкой $\pm 15\%$. Поле зрения фотометра составляло 10° [86].

В Мериланде измерения яркости сумеречного неба охватывали январь—март 1951 г. При измерениях использовался фотоэлектрический фотометр, чувствительность приемника которого была приведена к дневной чувствительности глаза. Поле зрения прибора составляло $1,5^\circ$ [25].

Как видно из сравнения кривых, приведенных на рис. 18—20, результаты измерений яркости неба, произведенных в различных географических пунктах с помощью приборов с различными приемниками, близки друг к другу. Разброс кривых не превышает пределов колебаний яркости неба в наблюдаемой точке для данного пункта при одинако-

вых условиях наблюдения. Это дает нам основание считать приведенные данные достаточно надежными и рекомендовать их для практического использования.

В табл. 12 приведена яркость неба в нитах по данным [25] и [86]¹. Данные табл. 12 являются средними из сравнительно большого числа наблюдений. В разные дни отдельные значения яркости неба могут

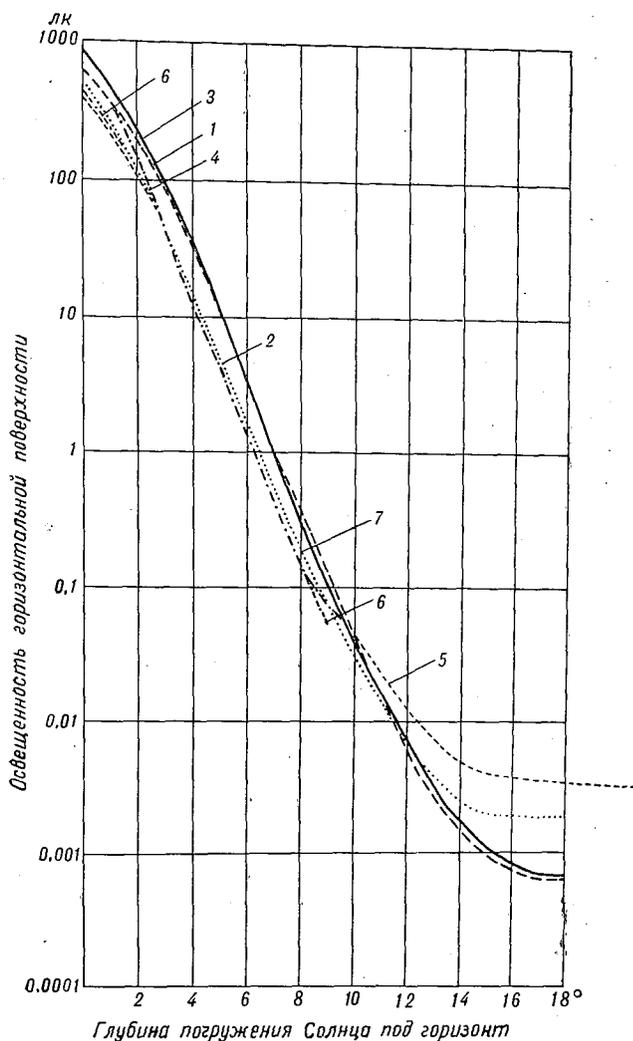


Рис. 21. Освещенность горизонтальной поверхности при безоблачном небе.

1 — данные [52], 2 — данные [71], 3 — данные [82], 4 — данные [83], 5 — данные [77], 6 — данные [25], 7 — данные [84].

отличаться от приведенных чисел в таблице в среднем на 30%. Яркость неба в точках, симметричных относительно азимута Солнца под горизонтом, может отличаться на 20—30%. В отдельных же случаях при

¹ В [25] приведены данные о яркости при h_{\odot} от +5 до -15°. Так как результаты [25] и [86] близки, в табл. 12 использованы данные [86] и к ним добавлены результаты измерений [25] для $h_{\odot} = 0^{\circ}$.

Таблица 12

h_{\odot}	Высота наблюдательной точки над горизонтом, град.	Угол между направлением на Солнце и на наблюдаемую точку, град.									
		0	15	30	60	90	120	150	180		
0	0	1720	1160	830	480	370	380	450	450	450	
	30	800	730	670	450	350	320	330	330	380	
	Зенит	160	160	160	160	160	160	160	160	160	
-3	0	350	240	160	67	29	16	16	16	16	
	30	115	92	73	50	34	31	30	30	30	
	Зенит	32	32	32	32	32	32	32	32	32	
-4	0	190	125	82	36	16	9,9	9,6	9,6	8,9	
	30	52	41	33	20	15	13	13	13	13	
	Зенит	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	
-5	0	45	31	21	9,6	4,5	2,9	2,5	2,5	2,3	
	30	16	12	9,1	5,4	3,5	2,7	2,5	2,5	2,2	
	Зенит	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	
-6	0	14	9,6	6,4	2,9	1,3	0,89	0,83	0,83	0,79	
	30	3,4	2,6	2,0	1,3	0,80	0,67	0,62	0,62	0,57	
	Зенит	0,64	0,64	0,64	0,64	0,64	0,64	0,64	0,64	0,64	
-7	0	4,8	3,0	1,9	0,79	0,40	0,32	0,30	0,30	0,29	
	30	1,8	1,1	0,75	0,36	0,23	0,19	0,18	0,18	0,18	
	Зенит	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	

одной и той же высоте Солнца яркость безоблачного неба может отличаться примерно в 2 раза, что обусловлено колебаниями прозрачности атмосферы, от которой существенно зависит яркость неба, причем особенно влияние прозрачности атмосферы на яркость неба будет сказываться вблизи горизонта из-за рассеяния в приземном слое атмосферы.

Кривые на рис. 18, 19, 20 и табл. 12 дают представление о распределении яркости неба по мере погружения Солнца под горизонт. Из анализа этих данных следует, что при малых глубинах погружения Солнца яркость неба у горизонта в разных направлениях может отличаться в 15—20 раз. По мере погружения Солнца под горизонт это различие уменьшается. При $h_{\odot} = -20^{\circ}$ и более яркость безоблачного неба становится практически одинаковой во всех точках по горизонту, зенит же всегда остается более темным, что обусловлено рассеянием света в приземном слое атмосферы.

Значения яркости неба на высоте 30° при малых углах погружения Солнца в направлениях, противоположных азимуту Солнца, превышают значения яркости неба у горизонта. По мере погружения Солнца под горизонт яркость неба на высоте 30° приближается по своему значению к яркости неба у горизонта, при -5° совпадает с ней, а в дальнейшем становится меньше ее. Это следует объяснить появлением в азимуте, противоположном азимуту Солнца, тени Земли, которая по мере погружения Солнца под горизонт поднимается все выше и выше. При глубине погружения Солнца, большей 5° , посветление неба у горизонта по сравнению с другими участками небосвода (за исключением области зоревоего сегмента) обусловлено рассеянием света в приземном слое атмосферы.

Тень Земли достигает горизонта на зоревой стороне небосвода с концом астрономических сумерек, тогда, как это следует из рис. 18, 19, 20 и табл. 12, яркость неба во всех точках небосвода делается практически одинаковой и составляет величину порядка $0,6 \cdot 10^{-3} - 1 \cdot 10^{-3}$ нт.

При необходимости более подробно знать распределение яркости по небосводу можно воспользоваться данными [25]. Следует отметить, что по этим данным яркость неба у горизонта в пределах высоты 10° остается практически постоянной для данного направления наблюдения.

Данными табл. 12 можно пользоваться при безоблачном небе или облачности 1, 2 балла, но при открытом зоревом сегменте.

Сравнение наблюдений, произведенных в Ленинградской области, Мериланде, а также отдельных наших измерений, произведенных на побережье Черного моря в районе Одессы, не показало зависимости яркости ночного неба от географического пункта наблюдения, как это получено в [89]. Пределы колебаний величины яркости неба при одних и тех же условиях для данной местности ото дня ко дню были того же порядка, что и колебания яркости неба, полученные в разных местах. Возможно, это следует объяснить тем, что либо эта зависимость лежала за пределами точности наших измерений, либо уровень яркости неба, измеряемого в районе Москвы, был за счет подсветки искусственными источниками света выше уровня яркости пунктов Средней Азии, лежащих южнее и вдали от населенных пунктов. Однако в любом случае это эффект второго порядка и с точки зрения практического использования не может иметь значения.

Прозрачность атмосферы может существенно влиять на яркость сумеречного и ночного неба. Согласно данным [25], величина яркости сумеречного неба в Нью-Мехико (высота 2800 м над ур. м.) при коэф-

фициенте прозрачности 0,85—0,90 составляла в среднем $\frac{2}{3}$ — половину величины яркости неба в Мериланде (высота 30 м над ур. м.), где коэффициент прозрачности составлял 0,75—0,85. Яркость неба у горизонта отличалась в 2 раза.

Гораздо более неопределенным является вопрос о распределении яркости неба при облачном небе. Как показывают все измерения, колебания яркости облачного неба при одинаковых условиях наблюдения очень велики. В большинстве случаев облачность никогда не бывает однородной и при одном и том же количестве ее можно иметь разные комбинации облачности по форме, высоте и плотности. Это обстоятельство, как показали наши наблюдения, существенно влияет на абсолютное значение яркости неба [86]. Поэтому в табл. 13 приведены по данным [86] лишь крайние значения яркости облачного неба в нитах при облачности 9, \square ¹ и 10 баллов, которые имели место в период наших наблюдений при различной глубине погружения Солнца. Каждая пара чисел соответствует максимальной и минимальной яркости облачного неба и характеризует пределы колебаний его яркости при одних и тех же условиях наблюдений в разные дни. Можно считать, что максимальное значение яркости, приведенное в табл. 13, соответствует облачности верхнего яруса, минимальное — облачности нижнего яруса. При всех других комбинациях облачности по форме и высоте яркость неба может иметь любые значения, заключенные между указанными пределами. Учитывать влияние облачности более детально вряд ли целесообразно, тем более что в большинстве случаев облачность никогда не бывает однородной и при одном и том же ее общем количестве можно иметь разные комбинации ее по форме, высоте и плотности, что, как указывалось выше, будет сильно влиять на абсолютное значение яркости неба.

Согласно табл. 13, яркость неба, покрытого сплошной облачностью, в одних направлениях может быть больше, чем в других, в 1,5—2 раза, если глубина погружения Солнца не превышает 7°. При большей глубине яркость неба по горизонту и на высоте 30° практически не зависит от азимута, причем яркость зенита облачного неба всегда больше, чем яркость у горизонта. По абсолютному значению яркость облачного неба при одних и тех же условиях наблюдения может меняться на порядок.

В табл. 13 приведена яркость неба для тех случаев, когда при облачности 9, \square и 10 баллов при небольших глубинах погружения Солнца еще остаются следы зари. Однако наблюдаются случаи, когда при очень низкой и плотной облачности (N_s , C_b и т. д.) никаких следов зари не остается. Тогда распределение яркости по небу не зависит от глубины погружения Солнца под горизонт и отличается лишь по абсолютному значению. При данной глубине погружения Солнца под горизонт во всех точках неба, симметричных относительно азимута Солнца и находящихся на одной высоте над горизонтом, яркость практически остается одинаковой и лишь медленно увеличивается от горизонта к зениту. Этому случаю соответствуют данные, приведенные в табл. 14, полученные на основании нашей обработки данных работ [71, 90]. Они характеризуют наиболее низкие уровни освещения естественного ландшафта при облачном небе.

Распределение яркости по небу, покрытому облачностью частично,

¹ Квадрат означает, что при полной облачности имеются разрывы между облаками, занимающие в общей сложности менее $\frac{1}{10}$ небосвода.

Таблица 13

h_{\odot}	Высота наблюдательной точки над горизонтом, град.	Угол между направлениями на Солнце и на наблюдаемую точку небосвода, град.						Максимальная яркость	Минимальная яркость
		0	60	120	180	0	60		
-3	0	22	19	16	13	6,4	5,1	4,5	3,8
	30	41	37	33	32	7,3	6,4	5,1	4,1
	Зенит	38	38	38	38	7,0	7,0	7,0	7,0
-4	0	9,2	7,6	6,4	5,4	0,64	0,54	0,48	0,45
	30	16	13	11	9,9	1,1	0,99	0,89	0,80
	Зенит	13	13	13	13	1,3	1,3	1,3	1,3
-5	0	3,8	3,2	2,5	2,1	0,18	0,13	0,10	0,07
	30	5,1	4,1	3,5	3,2	0,19	0,16	0,14	0,13
	Зенит	5,1	5,1	5,1	5,1	0,38	0,38	0,38	0,38
-6	0	1,5	1,1	0,86	0,67	0,070	0,054	0,045	0,035
	30	1,5	1,4	1,2	1,1	0,057	0,051	0,048	0,045
	Зенит	1,8	1,8	1,8	1,8	0,064	0,064	0,064	0,064
-7	0	$480 \cdot 10^{-3}$	$330 \cdot 10^{-3}$	$220 \cdot 10^{-3}$	$150 \cdot 10^{-3}$	$51 \cdot 10^{-3}$	$38 \cdot 10^{-3}$	$29 \cdot 10^{-3}$	$19 \cdot 10^{-3}$
	30	450	350	330	290	38	32	29	26
	Зенит	670	670	670	670	32	32	32	32
-8	0			$165 \cdot 10^{-3}$				$10 \cdot 10^{-3}$	
	30			200				13	
	Зенит			250				14	

-9	0	72	4,8
	30	88	6,4
	Зенит	105	8,0
-10	0	22	1,9
	30	27	2,9
	Зенит	32	3,8
-11	0	11	1,9
	30	13	2,5
	Зенит	18	3,2
-13	0	2,9	0,64
	30	3,5	0,89
	Зенит	4,5	1,1
-15	0	1,3	0,45
	30	1,6	0,51
	Зенит	1,9	0,67
-17	0	0,83	0,29
	30	1,1	0,38
	Зенит	1,4	0,48
-19	0	0,76	0,15
	30	1,0	0,29
	Зенит	1,3	0,35
-20 —45	0	0,6	0,13
	30	0,9	0,22
	Зенит	1,1	0,32

целиком зависит от распределения этой облачности по небосводу, которое всегда случайно. Поэтому для приближенной оценки величины яркости неба можно, исходя из конкретных условий наблюдений,

Таблица 14

h_{\odot}° под горизонтом	Яркость неба в зените ($P=90^{\circ}$), нт
Гражданские сумерки	
0	21
-1	8
-2	2,8
-3	$8,6 \cdot 10^{-1}$
-4	2,5
-5	$8,3 \cdot 10^{-2}$
Навигационные сумерки	
-6	2,5
-7	1,0
-8	$4,3 \cdot 10^{-3}$
-9	2,0
-10	1,0
-11	$5,7 \cdot 10^{-4}$
Астрономические сумерки	
-12	3,8
-13	2,9
-14	2,2
-15	1,9
-16	1,9

Зависимость яркости от высоты наблюдаемой точки неба над горизонтом можно описать следующими соотношениями:

$$V_{P=0^{\circ}} = 0,5 V_{P=90^{\circ}};$$

$$V_{P=20^{\circ}} = 0,6 V_{P=90^{\circ}};$$

$$V_{P=45^{\circ}} = 0,8 V_{P=90^{\circ}},$$

где $V_{P=0^{\circ}}$ и $V_{P=90^{\circ}}$ — яркость неба по горизонту и в зените.

воспользоваться данными о яркости безоблачного неба и яркости неба, покрытого сплошной облачностью, которые дадут верхний и нижний пределы яркости неба при данном погружении Солнца под горизонт (см. табл. 12—14).

В табл. 15 в качестве примера приведены различные случаи распределения яркости облачного неба в нитах, полученные при одной и той же глубине погружения Солнца в разные дни наблюдений. Для каждого случая показаны пределы изменения яркости неба вдоль горизонта $—0^{\circ}$, на высоте 30° и в зените. Как следует из таблицы, никакой четкой закономерности получить нельзя, так как все зависит от того, как расположены облака по небосводу. Например, при глубине погружения Солнца $—5^{\circ}$ и облачности 7, 8 баллов в одном случае, когда зоревой сегмент был открыт и все облака сосредоточились в стороне, противоположной заре, яркость неба у горизонта менялась от 48 до 2 нт; в другом случае, в один из дней наблюдений, когда облака закрывали зоревой сегмент, яркость неба у горизонта менялась от 2 до 0,4 нт. Совершенно аналогично приведенному примеру при одном и том же количестве облачности в одном случае наиболее темным может оказаться небо у горизонта, в другом — в зените.

§ 7. Освещенность горизонтальной поверхности в сумерки и ночью в отсутствие Луны

Большое количество работ, проведенных по исследованию освещенности горизонтальной поверхности, дает возможность получить надежные данные о среднем режиме освещенности в сумерки и ночью при безоблачном небе. На рис. 21 представлена зависимость освещенности горизонтальной поверхности от глубины погружения Солнца, полученная разными авторами [71, 25, 77—84, 52] в отдельных географических пунктах с применением различной аппаратуры. Сравнение полученных результатов показывает их недостаточную согласованность. Некоторое отличие в ходе кривых, в особенности для больших глубин погружения Солнца, следует, очевидно, объяснить тем, что для безоблачного неба в сумерки величина освещенности существенно зависит от естественной закрытости горизонта различными объектами и прозрачности

Таблица 15

h_{\odot}	Облачность 2, 3 балла			Облачность 4, 5, 6 баллов			Облачность 7, 8 баллов		
	0°	30°	Зенит	0°	30°	Зенит	0°	30°	Зенит
	—3	124-6 108-13	16-5 41-13	4 7	38-5 70-7	15-6 21-9	3,5 8	14-7 19-9	22-6 41-19
4	32-5 17-2	14-5 87-2	4 1	19-2 78-0,8	78-2 4-0,8	2 0,6	38-2 5-0,7	9-2 4-1	1,5 2,5
5	17-5 78-1	21-8 4-1,0	6 1	9-0,6 14-1	11-2 7-1,5	0,3 2	48-2 2-0,4 3,5-1,5	7-2 2,5-0,5 2,5-1,5	1,5 0,6 1,6
7	5-0,4 5-0,2	1,6-0,4 0,41-0,2	0,20 0,14	—	—	—	3-0,4 1,5-0,4	1,5-0,5 2-0,5	0,60 0,7
9	830-26·10 ⁻³ —	33-17·10 ⁻³ —	12·10 ⁻³ —	21-4·10 ⁻³ —	10-5,5·10 ⁻³ —	5,5·10 ⁻³ —	175-10·10 ⁻³ 380-32	53-20·10 ⁻³ 86-32	21·10 ⁻³ 33
11	45-8 21-0,3 39-5	12-7 8-4 8-4	4 2 2	17-4 7-2 130-7	14-8 12-5 24-14	5,1 5,1 10	48-7 — —	20-8 — —	6 — —
13	24-3 15-3	5-2 8-4	1,5 2	15-3 5,5-2,5	7-3 2,5-1,5	2,0 1,3	— —	— —	— —
17	2,0-0,5 1,3-0,80	2-2 1-1,0	1 0,8	2-0,5 1-0,5	1,2-0,6 1,3-1,0	1,3 0,8	1,9-1,0 1,5-0,8	1,5-0,8 1,2-1,0	1,3 1,0
19	1,0-0,6 1,2-0,8	2,0-0,8 1,2-1,0	1 1	1,0-0,6 1,0-0,7	1,5-0,8 1,0-0,8	1,7 0,76	1,0-0,8 1,1-0,5	1,0-0,8 1,0-0,8	1,0 1,1
20-45	1,0-0,8 —	1,3-1,3 —	1 —	0,70-0,6 0,6-0,4	1,0-0,8 1,0-0,7	1,0 1,0	0,4-0,3 0,3-0,2	0,70-0,5 0,8-0,6	0,9 0,8

Таблица 16

h_{\odot}°	Освещенность горизонтальной поверхности, лк
Гражданские сумерки	
0	610
-1	350
-2	180
-3	70
-4	23
-5	7,3
Навигационные сумерки	
-6	1,9
-7	$7,0 \cdot 10^{-1}$
-8	2,3
-9	$9,0 \cdot 10^{-2}$
-10	4,0
-11	1,7
Астрономические сумерки	
-12	$8,0 \cdot 10^{-3}$
-13	4,0
-14	2,5
-15	2,0
-16	1,6
-17	1,5
-18	1,5

атмосферы. Чем больше закрыта местность по горизонту, тем меньше освещенность. Чем больше замутнена атмосфера, тем больше освещенность.

В табл. 16 приведена освещенность горизонтальной поверхности в люксах в зависимости от глубины погружения Солнца при безоблачном небе, полученная как результат осреднения данных [25, 52, 71, 77, 82—84]. Среднее квадратическое отклонение от средних чисел таблицы для отдельного случая наблюдения составляет $\pm 30\%$, что необходимо учитывать при практическом использовании табл. 16.

Часто при рассмотрении вопросов, связанных с видимостью объектов в сумерки, кроме освещенности горизонтальной поверхности, требуется знать освещенность поверхностей, наклоненных к горизонту под различными углами и различно ориентированных по азимутам.

В табл. 17 приведены осредненные коэффициенты перехода от освещенности горизонтальной поверхности к освещенности поверхностей, различно ориентированных по отношению к Солнцу, находящемуся под горизонтом, и наклоненных под разными углами к

Таблица 17

z°	h_{\odot}°	P						z°	h_{\odot}°	P					
		0°	10°	30°	50°	70°	90°			0°	10°	30°	50°	70°	90°
0	5	11		8	4,5	1	90	5	0,8		0,95	1			
	3	10		7,5	4,5	1		3	0,85		0,9	1			
	0	4,5		3,5	2,5	1		0	0,95		1	1			
	-3	2,5		2	1,5	1		-3	0,9		1	1			
	-6	4		3,5	2	1		-6	1		1	1			
	-9	6,5		4,5	2,5	1		-9	1,5		1,5	1			
22,5	5	10		7,5	4,5	1	135	5	0,6		0,65	0,7	1		
	3	9,5		7	4	1		3	0,65		0,75	0,75	1		
	0	5		4	2,5	1		0	0,7		0,85	0,85	1		
	-3	2,5		2	1,5	1		-3	0,5		0,7	0,85	1		
	-6	3,5		3	2	1		-6	0,45		0,6	0,7	1		
	-9	5		4	2	1		-9	0,45		0,5	0,7	1		
45	5	8		6	3,5	1	180	5	0,6		0,7	1			
	3	7,5		5,5	3,5	1		3	0,65		0,8	1			
	0	4		3	2	1		0	0,7		0,85	1			
	-3	2		2	1,5	1		-3	0,5		0,7	1			
	-6	3		2,5	2	1		-6	0,5		0,65	1			
	-9	3,5		3,5	2	1		-9	0,5		0,65	1			

горизонту при безоблачном небе. Здесь z — горизонтальный угол между направлением на Солнце и нормалью к рассматриваемой поверхности ($z=0^\circ$ — поверхность обращена к Солнцу; $z=180^\circ$ — поверхность обращена в сторону, противоположную азимуту Солнца), P — вертикальный угол между направлением на горизонт и нормалью к поверхности ($P=90^\circ$ — горизонтальная поверхность).

Освещенность горизонтальной поверхности принята за единицу. Эти величины получены в результате нашей обработки данных [25]. Величина коэффициента перехода от освещенности горизонтальной поверхности к освещенности различно ориентированных плоскостей определяется коэффициентом отражения подстилающей поверхности и распределением яркости неба, которое существенно зависит от высоты Солнца. Переход через минимум этого коэффициента при $h_\odot = -3^\circ$ объясняется появлением в стороне, противоположной азимуту Солнца, тени Земли, которая по мере погружения Солнца под горизонт занимает все большую часть небосвода. Данные табл. 17, так же как и табл. 16, относятся к случаю безоблачного неба или облачности 1, 2 балла, но при открытом зоревом сегменте, когда подстилающая поверхность покрыта растительным покровом.

На рис. 22 представлена зависимость освещенности горизонтальной поверхности от глубины погружения Солнца под горизонт при облачном небе, полученная разными авторами [52, 71, 82—84]. При одной и той же глубине погружения Солнца освещенность горизонтальной

поверхности при облачном небе меняется во много раз, так как она зависит не только от формы и количества облачности, но и от распределения ее по небосводу, что особенно существенно во время сумерек. При одной и той же форме облачности и ее количестве освещенность горизонтальной поверхности может меняться на порядок в зависимости от того, где сосредоточена облачность — например, распределена ли она по всему

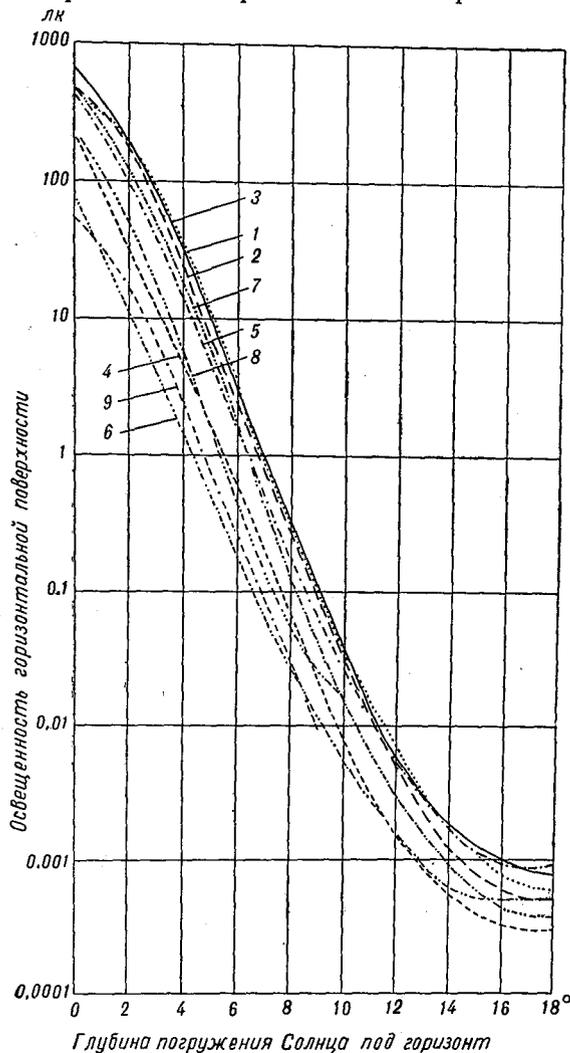


Рис. 22. Освещенность горизонтальной поверхности при облачном небе.

1 — данные [52], верхние Ci , 2 — данные [52], верхние Ac , 3 — данные [52], нижние Sc , 4 — данные [52], нижние Ns , 5 — данные [71], облачность 3—8 баллов, 6 — данные [71], облачность больше 8 баллов, 7 — данные [82], облачное небо, 8 — данные [83], облачное небо, 9 — данные [84], облачное небо.

небосводу или сосредоточена в области зоревое сегмента, закрыв его весь. Так как в условиях темного времени все эти характеристики определяются весьма приближенно, то для практического использования, так же как и для яркости облачного неба, следует рекомендовать две огибающие семейство кривых, построенных на рис. 22. Они соответствуют максимальной и минимальной величинам освещенности горизонтальной поверхности, которые могут наблюдаться при облачном небе для данной глубины погружения Солнца. Результаты такой обработки данных сведены в табл. 18.

Таблица 18

h_{\odot}°	Освещенность горизонтальной поверхности, лк	
	минимальная	максимальная
Гражданские сумерки		
0	53	620
-1	30	380
-2	11	200
-3	4,0	90
-4	1,4	35
-5	$5,0 \cdot 10^{-1}$	11
Навигационные сумерки		
-6	1,8	3,5
-7	$6,5 \cdot 10^{-2}$	1,1
-8	2,8	$3,5 \cdot 10^{-1}$
-9	1,2	1,2
-10	$5,5 \cdot 10^{-3}$	$4,0 \cdot 10^{-2}$
-11	2,8	1,6
Астрономические сумерки		
-12	1,5	$7,0 \cdot 10^{-3}$
-13	$8,5 \cdot 10^{-4}$	3,0
-14	5,5	1,9
-15	4,0	1,3
-16	3,4	1,0
-17	3,0	$9,5 \cdot 10^{-4}$
-18	3,0	9,0

Все данные о распределении яркости ночного и сумеречного неба и освещенности горизонтальной поверхности, приведенные в табл. 12—18, относятся к случаям, когда, как указывалось выше, Луны нет или влиянием ее можно пренебречь. Они составлены для ландшафта, покрытого растительностью. При снежном покрове величины, приведенные в таблицах, увеличатся при безоблачном небе на 20—30%, при облачном в 2—3 раза.

При прогнозе сумеречной и ночной освещенности и яркости неба вряд ли следует стремиться к большей точности, чем дают табл. 12—18, потому что никогда не удается классифицировать условия погоды, соответствующие той или иной освещенности так, чтобы учесть все факторы, от которых она зависит. Если требуется знать яркость неба и освещенность более точно, следует отказаться от прогноза и измерять их непосредственно в данный момент времени в пункте наблюдения.

§ 8. Яркость неба и освещенность горизонтальной поверхности в сумерки и ночью при Луне

Распределение яркости неба и освещенность горизонтальной поверхности, создаваемые Луной, подобны тем, которые создаются Солнцем, имеющим ту же высоту, что и Луна. Абсолютные величины яркости и освещенности при Луне будут меньше во столько раз, во сколько нормальной освещенности от Луны при соответствующей ее фазе меньше нормальной освещенности от Солнца. В последней графе табл. 11 приведены рассчитанные Шароновым [52] коэффициенты перехода N от дневной яркости неба и освещенности горизонтальной поверхности при Солнце к сумеречной и ночной при Луне в зависимости от угла ее фазы. Очевидно, что для того, чтобы получить значение яркости ночного неба при данной фазе и высоте Луны, следует данные о распределении яркости неба или освещенности при соответствующей высоте Солнца умножить на коэффициент N , равный отношению световой лунной постоянной к солнечной постоянной. Данные о яркости дневного неба следует взять из табл. 2.

Практически Луна влияет на распределение яркости лишь в навигационные сумерки, когда она находится во второй или третьей четверти при большой ее высоте над горизонтом. В гражданские сумерки влиянием Луны на распределение яркости неба можно пренебречь. В астрономические сумерки распределение яркости неба полностью определяется Луной, роль зари незаметна.

Освещенность горизонтальной поверхности при Луне также можно рассчитать исходя из данных о дневной освещенности при соответствующей высоте Солнца и одинаковых условиях наблюдений. Этот расчет с исчерпывающей полнотой сделан Шароновым [52].

Освещенность E_d , создаваемая Луной, рассчитывается по формуле

$$E_d = E_d N g,$$

где E_d — соответствующая освещенность днем, g — множитель, зависящий от даты и лунного параллакса.

Таблица 19

Месяц	ξ для Солнца	g для Луны при значении π^1							
		54'	55'	56'	57'	58'	59'	60'	61'
Январь	1,03	0,93	0,96	1,0	1,03	1,07	1,11	1,14	1,18
Февраль	1,02	0,92	0,95	0,99	1,02	1,06	1,10	1,13	1,17
Март	1,01	0,91	0,94	0,98	1,01	1,05	1,09	1,12	1,16
Апрель	0,99	0,89	0,92	0,96	0,99	1,02	1,06	1,10	1,13
Май	0,98	0,88	0,91	0,95	0,98	1,01	1,05	1,09	1,11
Июнь	0,97	0,87	0,90	0,94	0,97	1,00	1,04	1,08	1,11
Июль	0,97	0,87	0,90	0,94	0,97	1,00	1,04	1,08	1,11
Август	0,98	0,88	0,91	0,94	0,98	1,01	1,05	1,08	1,12
Сентябрь	0,99	0,89	0,92	0,95	0,99	1,02	1,06	1,10	1,13
Октябрь	1,01	0,90	0,94	0,97	1,01	1,04	1,08	1,12	1,15
Ноябрь	1,02	0,92	0,95	0,99	1,02	1,06	1,10	1,13	1,17
Декабрь	1,04	0,94	0,96	1,00	1,04	1,07	1,11	1,15	1,19

¹ π — значение параллакса Луны, взятое из астрономического календаря для заданного дня.

В табл. 19 даны множители g , заимствованные из [52], необходимые для приведения освещенности к данному расстоянию до Луны и до Солнца. Это вызвано тем, что все расчеты обычно ведутся на среднее расстояние до Луны и Солнца. Однако благодаря эксцентриситету земной орбиты расстояние от Земли до Солнца меняется на протяжении года. Последнее вносит соответствующие изменения во все виды освещенности и яркости, определяемые солнечным, а также лунным светом. Поэтому для всех величин, рассчитываемых при предположении среднего расстояния, следует принимать во внимание множитель g , учитывающий истинные расстояния в момент наблюдения.

Таблица 20

Высота Луны, град.	Количество дней до и после полнолуния								
	0 (полная Луна)	1	2	3	4	6	7—8 (первая или последняя четверть)	10	12
Яркость неба в зените, 10^{-3} нт									
0	0,22	0,16	0,13	0,10	0,064	0,032	0,032	0,032	0,0
10	5,4	4,1	3,1	2,3	1,2	0,89	0,51	0,13	0,0
20	12	9,2	7,0	5,1	3,8	2,0	1,4	0,32	0,032
30	21	16	12	8,9	6,7	3,8	1,9	0,54	0,064
40	32	23	18	14	10	5,1	3,0	0,83	
50	48	35	27	20	15	8,0	4,5	1,2	
60	67	51	38	29	21	10,8	6,4	1,7	

Таблица 21

Высота Луны, град.	Количество дней до и после полнолуния								
	0 (полная Луна)	1	2	3	4	6	7—8 (первая или последняя четверть)	10	12
Освещенность горизонтальной поверхности, 10^{-3} лк									
Облачность 0—3 балла									
0	1,5	1,3	0,8	0,6	0,5	0,3	0,1	0,0	0,0
10	51	38	29	22	16	8,4	4,7	1,3	0,0
20	150	110	85	64	48	25	14	3,9	0,1
30	260	180	150	110	83	43	24	6,7	0,2
40	390	290	220	170	120	64	36	10	
50	540	410	310	230	170	89	50	14	
60	680	510	390	290	220	110	63	18	
Освещенность горизонтальной поверхности, 10^{-3} лк									
Облачность 8—10 баллов									
0	0,7	0,5	0,4	0,3	0,2	0,1	0,1	0,0	0,0
10	14	11	8	6	4,5	2,3	1,3	0,4	0,0
20	38	29	22	16	12	6,2	3,5	1,0	0,2
30	62	47	35	27	20	10	6,7	1,6	0,3
40	83	62	47	36	26	14	7,7	2,2	
50	96	72	54	41	30	16	8,9	2,5	
60	105	79	60	45	34	17	9,7	2,7	

Экспериментальным исследованием распределения яркости ночного неба и освещенности горизонтальной поверхности, создаваемых Луной, занимался Бульрих [71].

В табл. 20 и 21 приведены соответственно яркость зенита безоблачного неба и освещенность горизонтальной поверхности, создаваемые лишь лунным светом, в зависимости от высоты Луны над горизонтом и ее фазы. Для получения яркости зенита ночного неба и суммарной освещенности горизонтальной поверхности следует к величинам, указанным в табл. 20 и 21, прибавить данные о яркости зенита и освещенности ночного неба в отсутствие Луны. При этом надо иметь в виду, что при расчете суммарной освещенности в сумерки, слагающейся из освещенности, создаваемой сумеречным небом, и освещенности, создаваемой Луной, следует учесть следующее: во время гражданских сумерек, когда сумеречная освещенность не меньше нескольких люкс, светом Луны, дающим освещенность не более 0,3 лк, можно пренебречь. В период навигационных сумерек лунная и сумеречная освещенность имеют один порядок и общая освещенность получается как их сумма. Во время астрономических сумерек достаточно учитывать лишь лунную освещенность, так как сумеречная будет весьма мала.

Числа, указанные в табл. 20 и 21, есть средние величины из большого количества измерений. Для отдельных дней наблюдений будут иметь место отклонения от средних величин, указанных в таблицах, однако порядок их в [71] не указан.

СВЕТОВОЙ ЭКВИВАЛЕНТ РАДИАЦИИ

Приведенные в предыдущих параграфах данные при их практическом использовании в естественных условиях дают лишь общее приближенное представление о яркости неба и освещенности горизонтальной поверхности. Многочисленные факторы, определяющие эти величины, быстро и непрерывно меняются в пространстве и времени и трудно поддаются учету. Поэтому наиболее правильным методическим подходом явилось бы получение длинных рядов наблюдений и их дальнейшая статистическая обработка, что дало бы возможность установить наиболее вероятные значения того или иного параметра для данного географического пункта в данный момент. На этой основе можно было бы перейти от приближенной оценки этих величин к количественным характеристикам светового климата того или иного географического района.

Одним из методов, с помощью которого можно получить информацию о световом режиме того или иного географического пункта без постановки длительных специальных наблюдений за естественной освещенностью, является пересчет данных актинометрических наблюдений за интенсивностью солнечной радиации в величины освещенности с помощью светового эквивалента радиации.

Световым эквивалентом радиации принято называть отношение величины освещенности в тысячах люкс к одновременному значению интенсивности солнечной радиации в $\text{кал/см}^2 \text{мин}^{-1}$.

Ряд исследователей, начиная с Кимбалла [21], производили параллельные измерения освещенности и радиации с целью получения величины светового эквивалента, причем оказалось, что величина его мало меняется в зависимости от условий наблюдений.

В дальнейшем предметом изучения был в основном световой эквивалент суммарной радиации, и лишь немногие авторы приводят результаты измерений светового эквивалента рассеянной радиации. Наиболее полная сводка всех результатов измерений светового эквивалента

дана Вёрнером [47]. В СССР этим вопросом занимался Ю. Д. Янишевский [91], использовавший многолетние ряды наблюдений освещенности и интенсивности солнечной радиации Института актинометрии и атмосферной оптики в Павловске. Доньо [92] также получены значения светового эквивалента суммарной радиации и даны пределы его колебаний для высот Солнца от 5 до 60° на основании обобщения стационарных наблюдений за ряд лет в Брюсселе.

Интерес к этим работам вызван практической потребностью оценивать освещенность в различных географических условиях без постановки специальных измерений. Отмеченное всеми авторами постоянство величины светового эквивалента, составляющей в среднем для суммарной радиации 70 тыс. лк/кал. см⁻² мин.⁻¹ с пределами колебаний $\pm 5\%$, дает возможность решить задачу определения режима дневной освещенности путем пересчета значений интенсивности радиации в значения освещенности и на этой основе построить карты светового климата.

В связи с этим представлялось необходимым выяснить возможность использования постоянного значения светового эквивалента для различных пунктов, отличающихся метеорологическими условиями. Все указанные выше измерения светового эквивалента были выполнены на небольших высотах над уровнем моря и относятся к умеренному климату с достаточной влажностью. Под освещенностью понимается поверхностная плотность падающего светового потока, т. е. лучистого потока, отнесенного к спектральной кривой дневной чувствительности глаза, а интенсивность солнечной радиации, измеряемая приемниками актинометрических приборов, относится ко всей области спектра — от 0,3 до 3 мк, поэтому прежде всего возник вопрос о возможном различии в значениях светового эквивалента в пунктах, над которыми атмосфера характеризуется повышенной или пониженной влажностью, т. е. различным истинным поглощением водяным паром и разной природой аэрозоля. Именно эти соображения руководили Драммондом [50] при обобщении результатов наблюдений за световым эквивалентом в ряде пунктов, в частности в Претории (Южная Африка). Те же соображения побудили нас в 1963 г. выполнить измерения в условиях предельно сухой атмосферы на Памире (абсолютная влажность 3—5 мб, относительная влажность 8—12%), где замутненность атмосферы в основном определялась количеством взвешенной в ней пыли [93], а затем в 1964—1965 гг. такие же наблюдения провести в Ленинградской области на полевой базе Главной геофизической обсерватории в Воейково и на о. Сухо в Ладожском озере. Для обеспечения сравнимости данных методика наблюдений на Памире, в Воейково и на о. Сухо была сохранена постоянной.

Имея в виду дальнейшее практическое использование светового эквивалента, мы воспользовались аппаратурой массового распространения. Методика измерения освещенности горизонтальной поверхности описана в § 3 настоящей главы. Для измерения интенсивности радиации были использованы стандартные сетевые актинометрические приборы: термоэлектрический актинометр и пиранометр с гальванометром ГСА-1. Суммарная радиация на горизонтальную поверхность вычислялась как сумма прямой и рассеянной радиации. Ошибка переводного множителя использованного пиранометра, обусловленная косым падением радиации на приемник в пределах углов падения 10—30°, не превышала 5%.

Периодические проверки градуировок актинометрических приборов и люксметров показали, что чувствительность приборов достаточно устойчива.

Наблюдения за освещенностью и радиацией производились синхронно двумя наблюдателями с момента появления Солнца и до его захода через 10—30 минут в зависимости от высоты Солнца.

Аппаратура была расположена в психрометрической будке. Расположенные внутри будки гальванометры имели температуру корпуса на Памире 20—27°, в Воейково и на о. Сухо 5—25°. Поправка на температуру всегда вводилась в показания приборов.

Свойственная Памиру ясная погода позволила проводить наблюдения ежедневно в основном при облачности C_u и A_c 0, 1, 2, 3 балла. Коэффициент прозрачности при массе, равной 2, менялся от 0,58 до 0,78, абсолютная влажность воздуха — от 3 до 5 мб, относительная — от 8 до 15%.

Максимальное значение прямой радиации в Хороге было получено при максимальной прозрачности 16/VII и составляло $1,39 \text{ кал/см}^2 \text{ мин.}^{-1}$ при высоте Солнца 74°. Максимальное значение прямой радиации в Чечектах 28/VII равнялось $1,41 \text{ кал/см}^2 \text{ мин.}^{-1}$ при высоте Солнца 70°.

Условия погоды в мае—июле 1964—1965 гг. в Ленинградской области позволили получить значительный материал при малооблачном и облачном небе. Прозрачность атмосферы для ясной и малооблачной погоды менялась от 0,78 до 0,65. Влажность воздуха менялась в широких пределах: абсолютная влажность от 5 до 20 мб, относительная влажность от 40 до 90% при ясной погоде.

Таким образом, наблюдения в 1963 г. на Памире и в 1964—1965 гг. в Ленинградской области дали обширный материал по значениям светового эквивалента в более широком диапазоне изменения метеорологических условий, чем это было сделано ранее другими авторами. Это дало возможность сделать более общее заключение, чем по данным наблюдений в данном пункте или в пунктах с близкими метеорологическими условиями [94].

При анализе результатов наблюдений всегда особо выделялись условия наблюдений при безоблачном небе с тем, чтобы иметь возможность исследовать влияние метеорологических условий пункта наблюдения на величину светового эквивалента, исключив влияние облачности.

§ 9. Световой эквивалент суммарной радиации

Рассмотрим световой эквивалент суммарной радиации для облачного и малооблачного неба.

На рис. 23 представлены результаты измерений светового эквивалента суммарной радиации при безоблачном небе на Памире — в Хороге (на высоте 2200 м над ур. м.) и в Чечектах (3860 м над ур. м.) — и в Ленинградской области (в Воейково и на о. Сухо). Сплошные кривые иллюстрируют среднее значение светового эквивалента суммарной радиации в зависимости от высоты Солнца и пределы его отклонения от среднего значения по данным Доньо [92]. Различными значками указаны наблюдения на Памире и в Ленинградской области, произведенные в отдельные дни.

На рис. 24 приведены результаты наблюдения светового эквивалента суммарной радиации при облачности 1, 2, 3 балла и небольшого количества наблюдений при облачности 4, 5, 6 баллов. Преобладающей облачностью на Памире была кучевая (C_u), в Ленинградской области кучевая (C_u), перистая (C_l) и слоистая (St) различных ярусов. Солнечный диск всегда был открыт (\odot). Так же как и на рис. 23, сплошными линиями показаны измерения Доньо [92].

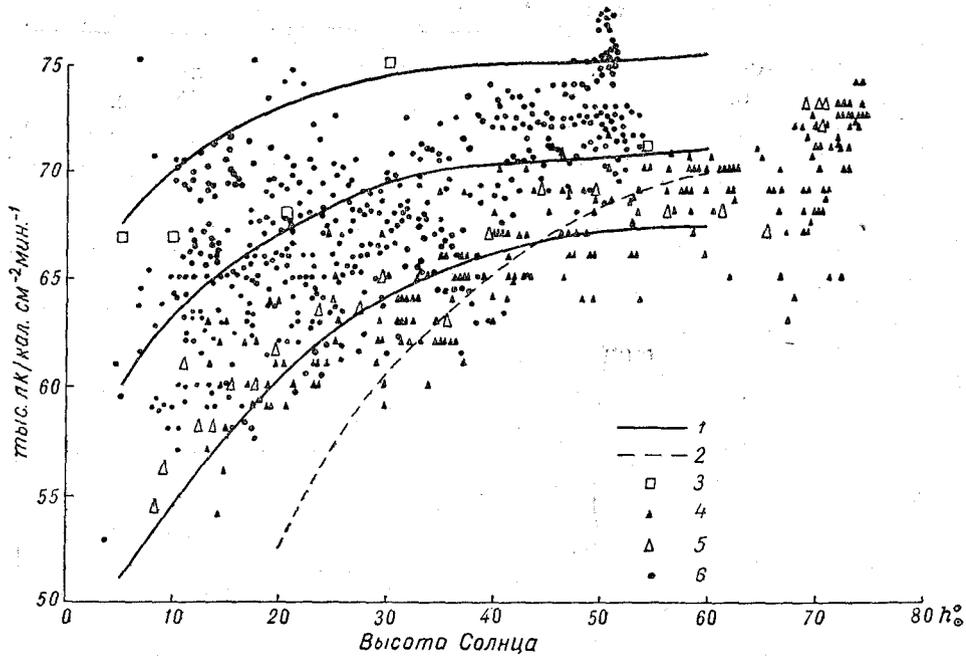


Рис. 23. Световой эквивалент суммарной радиации. Безоблачное небо.
 1 — наблюдения Доньо [92], 2 — теоретическая кривая Доньо [51] для предельно прозрачной атмосферы, 3 — измерения Янишевского [91]; данные авторов: 4 — Хорог, 5 — Чечекты, 6 — Воейково, о. Сухо.

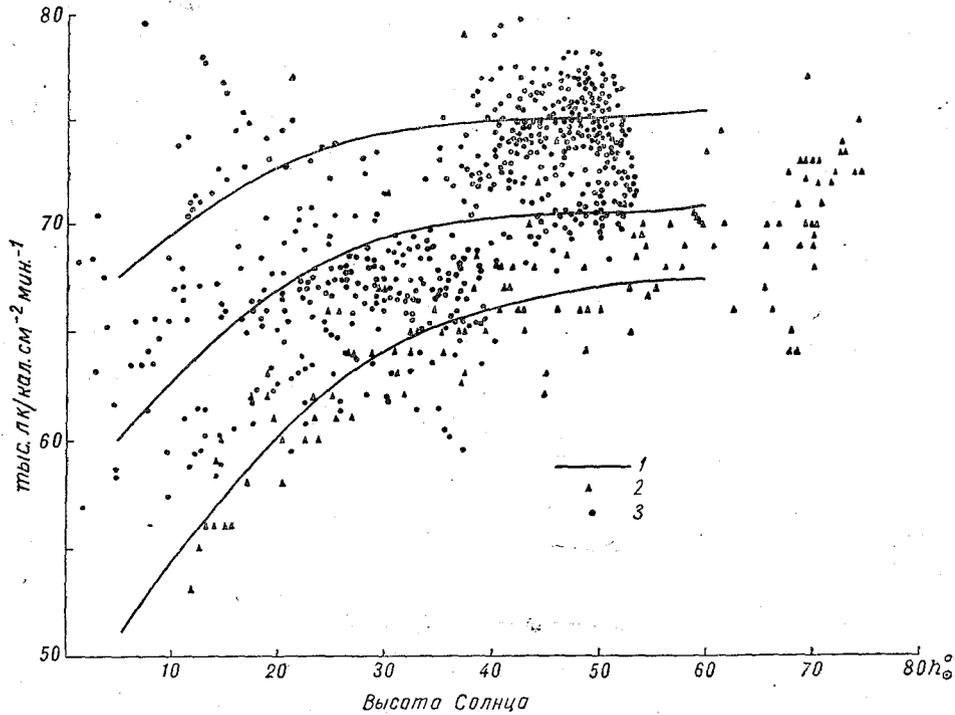


Рис. 24. Световой эквивалент суммарной радиации, облачность 1—6 баллов, ⊙².
 1 — наблюдения Доньо [92], наблюдения авторов: 2 — Хорог, 3 — Воейково, о. Сухо.

Как видно из рис. 23 и 24, зависимость светового эквивалента от высоты Солнца, полученная нами, соответствует ходу зависимости, полученному Доньо [92]. По небольшому количеству измерений светового эквивалента суммарной радиации при облачности 4—6 баллов при Солнце, не закрытом облаками, получены точки, которые также укладываются в общую закономерность, причем влияние облачности не сказалось ни на абсолютной величине светового эквивалента, ни на пределах его колебания. Также не сказалось на величине светового эквивалента влияние высоты пункта наблюдения над уровнем моря — данные, полученные в Чечектах, расположились на графиках рядом с данными, полученными в Воейково. Обращает на себя внимание, что данные, полученные на Памире в очень сухой атмосфере, расположились

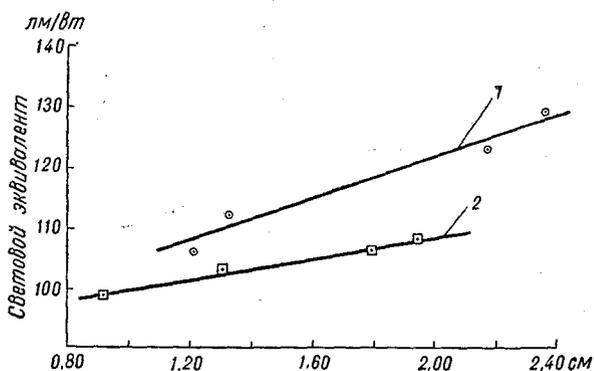


Рис. 25. Зависимость светового эквивалента суммарной радиации от количества осажженной воды в столбе атмосферы по данным [50].
1 — Кью, 2 — Претория.

около кривой Доньо, характеризующей нижний предел значений светового эквивалента. Можно предположить, что относительно более низкое значение светового эквивалента (примерно на 5% среднего значения Доньо) объясняется условиями наблюдения в сухой атмосфере, при которых величина радиации относительно выше, а световой эквивалент соответственно ниже.

Такая же тенденция роста величины светового эквивалента суммарной радиации с увеличением влажности намечается у Драммонда [50], у которого значение светового эквивалента, полученное в декабре, на 7% больше светового эквивалента, полученного в июле. Как уже указывалось выше, декабрь в Претории является летним месяцем с влажным воздухом (абсолютная влажность 16 мб, относительная 47—74%), июль — зимним месяцем с сухим воздухом (абсолютная влажность 6—7 мб, относительная 34—55%).

На рис. 25 представлена зависимость светового эквивалента суммарной радиации от содержания воды в атмосфере, рассчитанного по измерениям радиозондом и выраженного в сантиметрах осажженной воды, для безоблачного неба в Претории и Кью [50].

Как следует из рис. 25, наиболее высокие значения светового эквивалента суммарной радиации имеют место при относительно более влажной атмосфере, причем при больших оптических массах (как это следует из сравнения двух кривых) этот эффект возрастает, так как поглощение длинноволновой радиации полосами водяного пара приводит к увеличению светового эквивалента. Хотя следует иметь в виду,

что дополнительное влияние на сдвиг кривых может иметь также поглощение радиации на твердых частицах дыма, взвешенных в индустриальной атмосфере окрестностей Лондона. Нам не удалось провести такое сравнение, так как мы не располагали измерениями влажности во всем столбе атмосферы одновременно с измерениями освещенности и радиации.

Оба эти экспериментальные факта хорошо подтверждаются расчетами [85], согласно которым вклад длинноволновой прямой радиации 0,64—3,0 мк в общую величину прямой радиации, воспринимаемый актинометрическими приемниками, существенно зависит от содержания водяного пара в атмосфере, причем, чем больше оптическая толщина и количество водяного пара, тем быстрее убывает длинноволновая радиация с понижением высоты Солнца над горизонтом.

Данные, полученные в Воейково, равномерно распределились между верхним и нижним пределами изменения светового эквивалента. Это означает, что в Ленинградской области имеет место большее разнообразие условий прозрачности атмосферы, связанное с более широкими пределами изменения метеорологических условий, в частности влажности, причем намечается общая тенденция к увеличению величины светового эквивалента с уменьшением прозрачности атмосферы, но классифицировать световой эквивалент суммарной радиации в зависимости от прозрачности атмосферы нам не удалось. Это хорошо согласуется с теоретическим расчетом Вёрнера [47], по данным которого значения светового эквивалента суммарной радиации при факторе мутности $T=1$, соответствующем релеевской атмосфере, и весьма мутной атмосфере при $T=3,75$ отличаются в среднем на 10%. В нашем случае фактор мутности менялся от 3 до 5 и, естественно, все колебания светового эквивалента, обусловленные изменением прозрачности атмосферы, лежали за пределами точности наших измерений. Теоретическая кривая Доньо, характеризующая зависимость светового эквивалента от высоты Солнца для идеально прозрачной атмосферы [51], ограничила область минимальных значений светового эквивалента, причем чем меньше высота Солнца, чем больше оптическая масса, тем больше она отстает от значений светового эквивалента, полученного в условиях реальной атмосферы, что следует объяснить все увеличивающейся толщиной атмосферы, которую проходят солнечные лучи по мере приближения Солнца к горизонту.

Поскольку разброс в значениях светового эквивалента суммарной радиации, измеренного в Воейково, полностью перекрывает также и область значений светового эквивалента, полученного на Памире, и вообще пределы колебаний светового эквивалента около среднего значения малы, можно считать возможным рекомендовать для практического использования одно число для всех географических пунктов. Использование одного значения светового эквивалента радиации для разных физико-географических условий оправдано также большими колебаниями естественной освещенности горизонтальной поверхности в одинаковых условиях погоды (см. § 3).

На рис. 26 представлена зависимость светового эквивалента суммарной радиации от высоты Солнца при облачности 1—3, 4—6 и 7—10 баллов международной шкалы, когда Солнце просвечивает сквозь облака и тени от экрана пиранометра различимы (☉).

Различными значками в зависимости от количества облачности, покрывающей небосвод, нанесены значения светового эквивалента, полученные в отдельные дни. Кривыми указаны пределы колебания светового эквивалента, полученные Доньо для безоблачной и малооблачной по-

годы [92]. Как следует из рис. 26, точки равномерно распределились внутри пределов, указанных Донью для светового эквивалента суммарной радиации малооблачной погоды при открытом солнечном диске. Это хорошо согласуется с данными [29, 104, 105], согласно которым суммарная радиация, прошедшая сквозь тонкие полупрозрачные формы облачности, имеет тот же спектральный состав, что и суммарная радиация при малооблачном небе.

Измерения спектрального состава суммарной радиации, проведенные в Новой Зеландии [104] и Англии [105], показали, что при безоблачном или малооблачном небе (облачность 1, 2 балла) спектральные

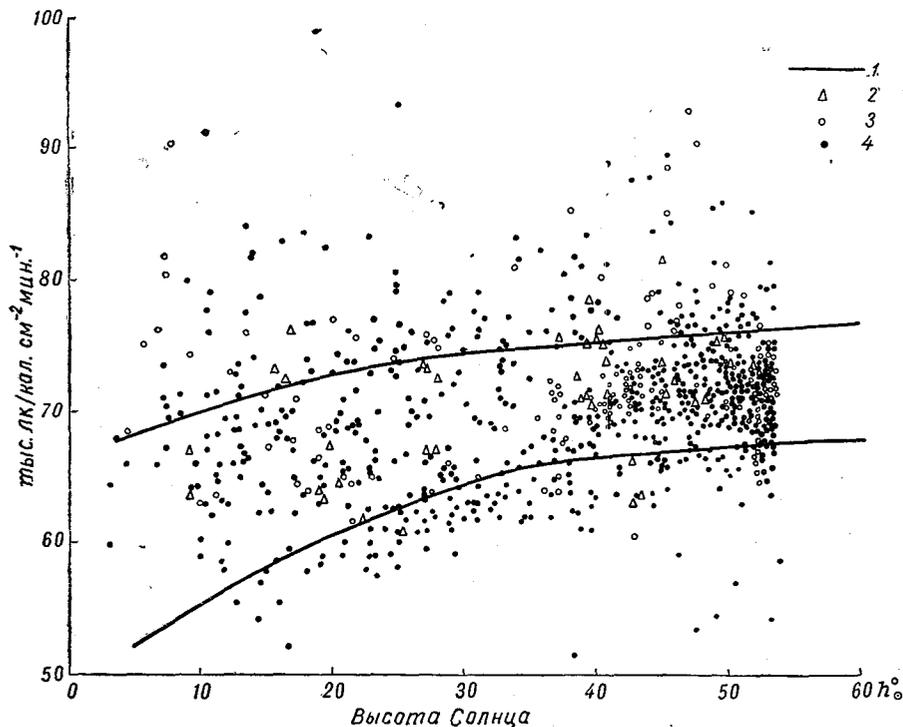


Рис. 26. Зависимость светового эквивалента суммарной радиации от высоты Солнца при Солнце, просвечивающем сквозь облака (○). Облачность 1—10 баллов международной шкалы.

1 — данные Донью [92], 2 — облачность 1—3 балла, 3 — облачность 4—6 баллов, 4 — облачность 7—10 баллов.

кривые, характеризующие распределение энергии в спектре суммарной радиации, расположились с некоторым разбросом вокруг кривых, соответствующих излучению черного тела при $T=5700 \div 6050^\circ \text{K}$. Для безоблачного неба, но при очень сильной дымке или в дни с небом, покрытым тонкой полупрозрачной облачностью (As, Ci, Cs), кривые спектрального состава суммарной радиации соответствовали в среднем цветовой температуре 5600°K . Значения светового эквивалента суммарной радиации при Солнце, просвечивающем сквозь облака, не зависят от количества облачности, покрывающей небосвод. Также нам не удалось выделить влияние формы облачности на величину светового эквивалента. Это все весьма упрощает расчет суммарной освещенности по данным наблюдений актинометрических станций за радиацией и позволяет пользоваться одними и теми же значениями светового эквивалента

как для случая малооблачного неба при открытом диске Солнца, так и при Солнце, просвечивающем сквозь облака.

Несколько иная закономерность будет иметь место при пасмурной погоде, когда Солнце сквозь толстый слой облачности, покрывающей весь небосвод при количестве облачности 7—10 баллов, не просвечивает вовсе. На рис. 27 приведен этот случай. Различными значками обозначены наблюдения на Памире и в Ленинградской области. В этом случае величина светового эквивалента не зависит от высоты Солнца и остается постоянной в интервале высот Солнца 5—55°, точки равномерно расположились вокруг ординаты, соответствующей 72 тыс. лк/кал. см⁻² мин.⁻¹. Среднее значение светового эквивалента суммарной радиации в этом случае составляет (72 ± 1) тыс. лк/кал. см⁻² мин.⁻¹,

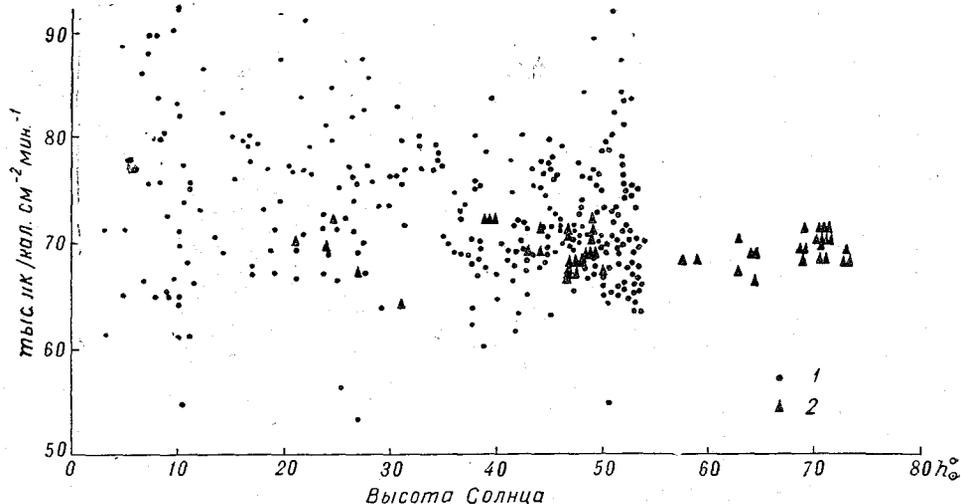


Рис. 27. Зависимость светового эквивалента суммарной радиации от высоты Солнца при пасмурной погоде. Облачность 7—10 баллов.

1 — Воейково, о. Сухо, 2 — Хорог.

среднее квадратическое отклонение одного измерения составляет ± 7 тыс. лк/кал. см⁻² мин.⁻¹.

Это же значение имеет световой эквивалент суммарной радиации, когда Солнце слабо просвечивает сквозь слой плотных облаков и тени неразличимы (\odot^0). В этом случае суммарная радиация измерялась пиранометром без экрана, исключающего прямой солнечный свет.

Разные метеорологические условия, которые имели место при измерениях на Памире и в Ленинградской области, также не сказались на величине светового эквивалента для этих условий облачности. Укажем, что, по данным [104, 105], спектральному составу суммарной радиации при облачном небе соответствовала цветовая температура 6200—6500° К.

§ 10. Световой эквивалент прямой радиации

Рассмотрим световой эквивалент прямой радиации на горизонтальную поверхность. Для измерения прямой радиации использовался актинометр, прямая освещенность на горизонтальную поверхность рассчитывалась как разность суммарной и рассеянной освещенности, причем,

так как люксметр имел несколько диапазонов измерения, точность измерения прямой освещенности при таком методе расчета существенно не ухудшалась. На каждом диапазоне точность измерения составляла, как указывалось выше, $\pm 5\%$, следовательно, ошибка измерения прямой освещенности была порядка $+10\%$.

На рис. 28 и 29 приведена зависимость светового эквивалента прямой радиации от высоты Солнца при безоблачном небе и при облачности 1—3 балла международной шкалы соответственно. Разными значками обозначены измерения, произведенные в отдельные дни на

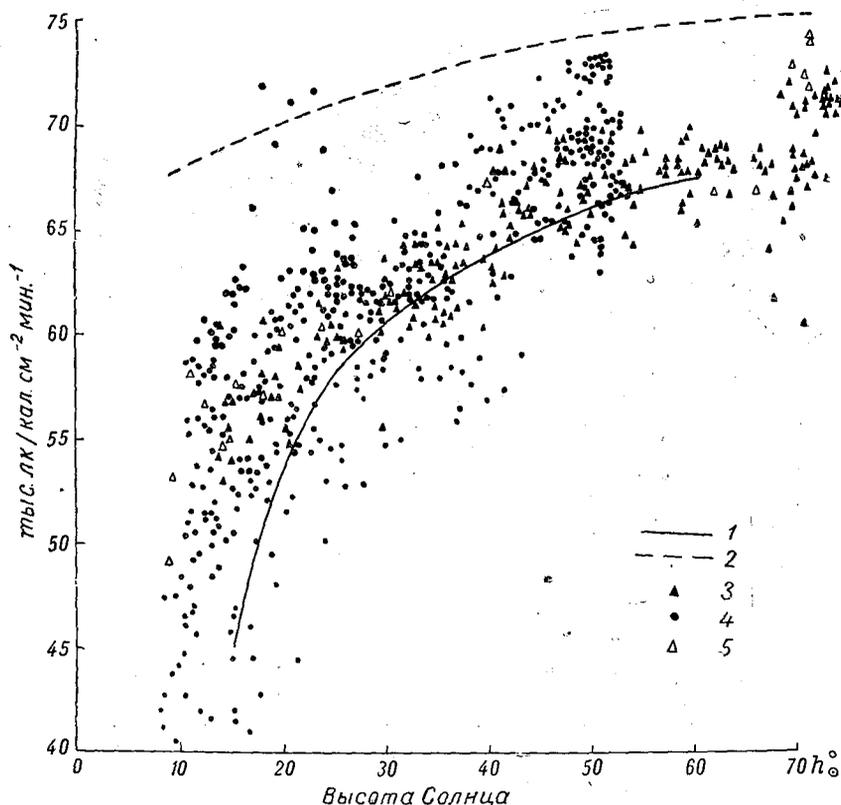


Рис. 28. Зависимость светового эквивалента прямой радиации от высоты Солнца. Безоблачное небо.

1 — теоретическая кривая Доньо [51], 2 — данные Кимбалла [21], 3 — Хорог, 4 — Воейково, о. Сухо, 5 — Чечекты.

Памире и в Ленинградской области, пунктирной кривой показана зависимость светового эквивалента от высоты Солнца, рассчитанная Доньо [51] по данным [95] для идеально прозрачной атмосферы; пунктирная кривая соответствует значениям светового эквивалента, полученным Кимбаллом в Вашингтоне [21]. Как и следовало ожидать, зависимость светового эквивалента прямой радиации от высоты Солнца оказалась более резко выраженной, чем для случая светового эквивалента суммарной радиации, что следует объяснить весьма существенным изменением спектрального состава прямой радиации — сдвигом максимума излучения энергии в длинноволновую область с уменьшением высоты Солнца над горизонтом [96].

Как следует из рис. 28 и 29, на величине светового эквивалента влияние облачности не сказалось, так же как и в случае светового

эквивалента суммарной радиации не удается выделить связь между величиной светового эквивалента и метеорологическими условиями — влажностью и прозрачностью атмосферы. В пределах той точности, с которой производились измерения, величины светового эквивалента, полученные на Памире в условиях очень сухой атмосферы, когда ослабление радиации можно было отнести лишь за счет сухой компоненты аэрозоля, и влажной в Ленинградской области, равномерно распределились между верхней и нижней кривой. Также никак не сказалась

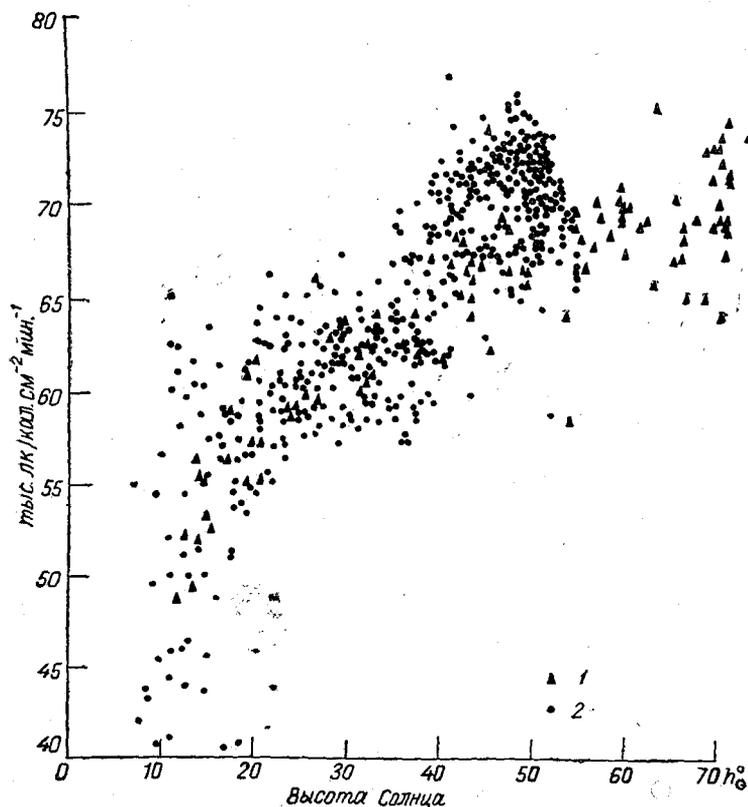


Рис. 29. Зависимость светового эквивалента прямой радиации от высоты Солнца. Облачность 1—3 балла.
1 — Хорог, Чечекты, 2 — Воейково, о. Сухо.

высота места наблюдения над уровнем моря, хотя перепад высот достигал почти 4000 м.

Имея величины прямой освещенности в зависимости от высоты Солнца, легко получить заатмосферное значение нормальной освещенности $E_{0\perp}$, а затем, зная ее, рассчитать заатмосферное значение светового эквивалента прямой радиации. Для этой цели были отобраны безоблачные дни с очень устойчивым состоянием атмосферы. Критерием устойчивости атмосферы служило постоянство актинометрического коэффициента прозрачности, определенного при массе, равной 2, до полудня и после полудня [97]. Таких дней нам удалось отобрать на Памире 5, в Воейково 2 и на о. Сухо 2. Для получения величины $E_{0\perp}$ строились прямые, характеризующие зависимость логарифма прямой освещенности от воздушной массы m ; заатмосферное значение освещенности

щенности нормально ориентированной поверхности определялось экстраполяцией до $m=0$.

Таблица 22

Место измерений	Дата	Прозрачность атмосферы τ при $m=2$		Заатмосферное значение освещенности $E_{0\perp}$ тыс. лк	Световой эквивалент прямой радиации, тыс. лк/кал. см. ⁻² мин. ⁻¹
		до полудня	после полудня		
Памир	1963 г.				
	13 VII	0,66	0,67	151	76,3
	15 VII	0,75	0,75	138	69,7
	16 VII	0,76	0,76	135	68,2
	18 VII	0,74	0,74	134	67,7
31 VII	0,72	0,73	132	66,7	
Воейково	1964 г.				
	22 V	0,77	0,78	134	67,7
15 VI	0,69	0,69	135	68,2	
Сухо	1965 г.				
	17 VII	0,77	0,76	138	69,7
	24 VII	0,72	0,71	140	70,8
			Среднее	137±3	69,4±1,5
Претория (Южная Африка), Драммонд [50]				145	73
Результаты расчета	Николе (1951)			142	71,8
	Джонсон (1954)			137	69,2
	Стэйр и Джонстон (1956)			150	75,8
	В. В. Шаронов (1949)			135	68,2

В табл. 22 приведены полученные таким способом значения $E_{0\perp}$. Среднее значение нормальной освещенности за пределами атмосферы, полученное нами, составляет (137 ± 3) тыс. лк. Эта величина хорошо согласуется с результатом расчетов Николе [95], Джонстона и Стэйра [98] и прямыми измерениями [99], давшими для нормальной освещенности за пределами атмосферы величину от 132 тыс. до 143 тыс. лк. Это служит еще одним подтверждением правильности выбранной нами методики измерения естественной освещенности. Полагая световую постоянную Солнца равной $1,98$ кал/см² мин., получим заатмосферное значение светового эквивалента прямой радиации равным $(69,4 \pm \pm 1,5)$ тыс. лк/кал. см.⁻² мин.⁻¹, что тоже хорошо согласуется с результатами измерений Драммонда [50], получившего для этой величины значение 73 тыс. лк/кал. см.⁻² мин.⁻¹.

§ 11. Световой эквивалент рассеянной радиации

Рассмотрим световой эквивалент рассеянной радиации. На рис. 30 приведены результаты наблюдений светового эквивалента рассеянной радиации при разных высотах Солнца при безоблачном небе. Как видно

на рис. 30, зависимость от высоты Солнца не наблюдается. Точки располагаются около среднего значения светового эквивалента порядка 82 тыс. лк/кал. см⁻² мин.⁻¹. Данные Янишевского расположились в области больших значений эквивалентов. Разброс точек больше, чем разброс для суммарной радиации, что является естественным, так как рассеянная радиация и освещенность очень чувствительны к составу естественного аэрозоля. Однако, так же как и для суммарной радиации, зависимость светового эквивалента рассеянной радиации от прозрачности атмосферы и высоты места наблюдения не обнаруживается.

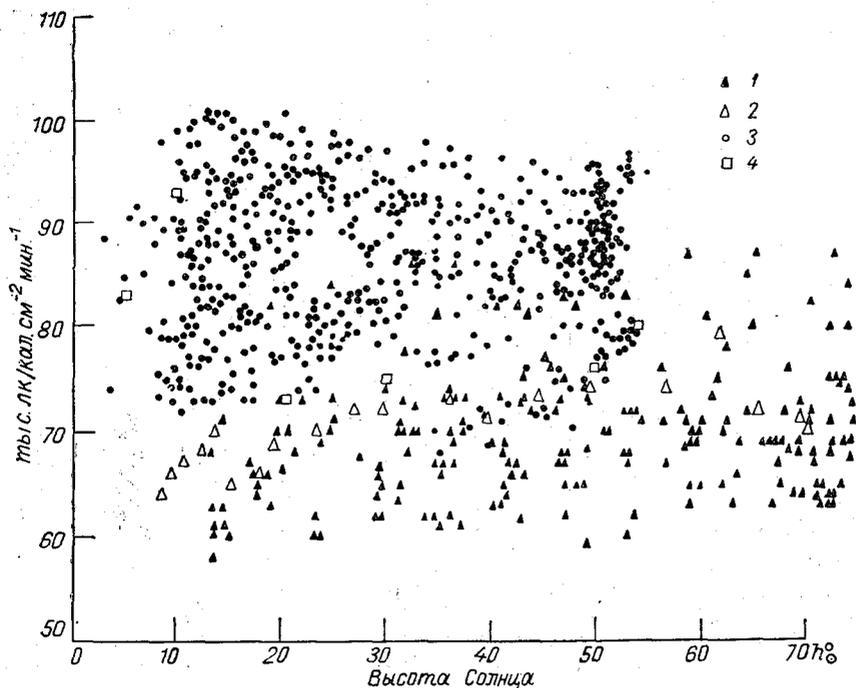


Рис. 30. Зависимость светового эквивалента рассеянной радиации от высоты Солнца. Безоблачное небо.

1 — Хорог, 2 — Чечекты, 3 — Воейково, о. Сухо, 4 — данные Янишевского [91].

Таблица 23

Место наблюдений	Дата	τ	Влажность		Световой эквивалент рассеянной радиации, тыс. лк/кал/см ⁻² мин. ⁻¹
			абсолютная, мб	относительная, %	
Воейково	23 VI	≈ 0,77	≈ 10	≈ 50	} 70—80 min 90—100 } max 90
	19 VI	≈ 0,74	≈ 10	≈ 50	
	22 V	0,78	6	50	
	15 VI	0,69	12	40	
Памир	24 VII	0,74	3,5	8	60—65 min
	15 VII	0,75	4,0	10	79—87 max

В качестве примера в табл. 23 приведены максимальные и минимальные значения светового эквивалента, наблюдавшиеся на Памире и в Воейково, имевшая место в этот момент влажность воздуха и прозрачность атмосферы. Согласно табл. 23, одно и то же значение светового эквивалента может наблюдаться при различных значениях прозрачности атмосферы.

При одинаковых условиях влажности световой эквивалент может принимать различные значения. Очевидно, что только одновременные измерения спектрального состава рассеянной радиации дадут возможность решить вопрос о зависимости светового эквивалента рассеянной радиации от метеорологических условий.

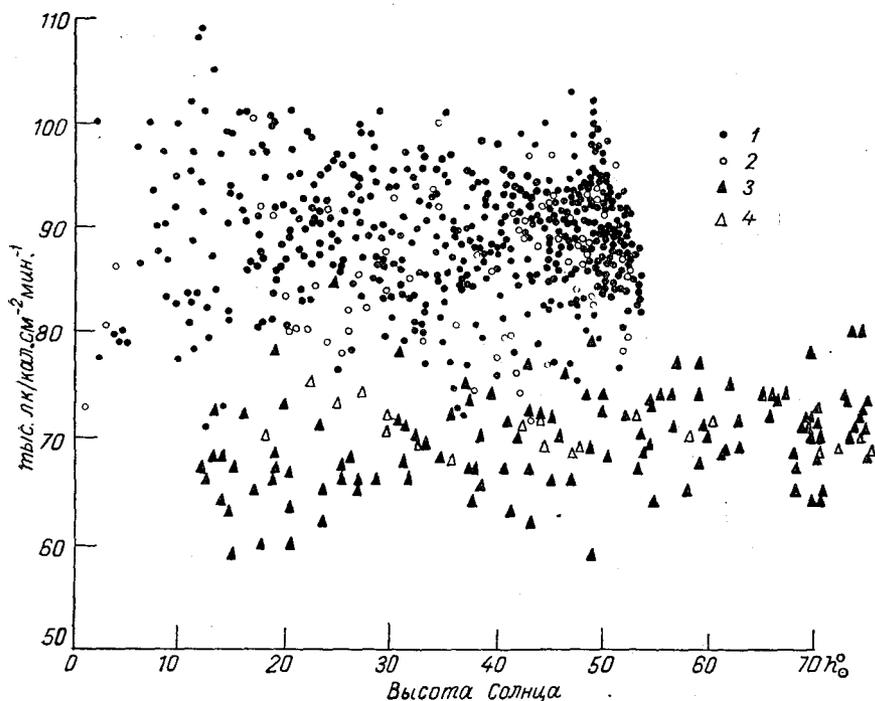


Рис. 31. Световой эквивалент рассеянной радиации при облачности 1—3 и 4—6 баллов, \odot^2 .
Воейково: 1 — облачность 1—3 балла, 2 — облачность 4—6 баллов; Памир: 3 — Хорог, 4 — Чечекты.

Цветовая температура, характеризующая спектральный состав рассеянной радиации безоблачного неба, колеблется в больших пределах. По данным [104, 105], в среднем для обычных дней она составляет $11\,500$ — $13\,700^\circ\text{K}$, иногда в исключительно ясные дни достигая $60\,000^\circ\text{K}$. По данным [50], цветовая температура в среднем составляет $15\,000^\circ\text{K}$ и в исключительных случаях поднимается до $25\,000^\circ\text{K}$. Этим и следует объяснить большой диапазон изменений светового эквивалента рассеянной радиации при одинаковых по названию условиях.

Для исследования связи между величиной светового эквивалента и влажностью следует иметь информацию о содержании влаги во всем столбе атмосферы, а не только в ее приземном слое.

Обращает на себя внимание относительно низкое значение светового эквивалента, полученное на Памире. Следует указать, что высотой над

уровнем моря это не обусловлено, так как значения светового эквивалента рассеянной радиации, полученные Драммондом [50] в Претории, расположенной в Южной Африке на высоте 1400 м над ур. м., лежат в пределах 89—95 тыс. лк/кал. см⁻² мин.⁻¹.

На рис. 31 приведены значения светового эквивалента рассеянной радиации при облачности 1—3 и 4—6 баллов при открытом Солнце (☉²). Как и для суммарной радиации, преобладающей формой облачности была на Памире кучевая (Cu), в Ленинградской области кучевая (Cu), перистая (Ci) и слоистая (St) разных ярусов. Как следует из рис. 31, точки уложились в общую закономерность, представленную на рис. 30.

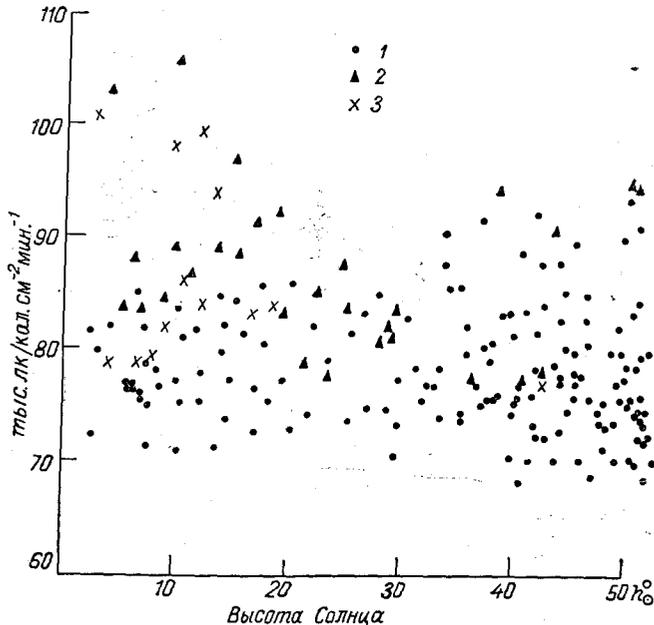


Рис. 32. Световой эквивалент рассеянной радиации при облачности 1—10 баллов Ci, As, Ac и Солнце, просвечивающем сквозь облака (☉).

1 — облачность 7—10 баллов, 2 — облачность 4—6 баллов, 3 — облачность 1—3 балла.

На рис. 32 нанесены результаты наблюдений светового эквивалента рассеянной радиации при облачности 1—3, 4—6, 7—10 баллов, когда Солнце просвечивает через облака (☉) и измерения естественной освещенности производятся с экраном, исключающим прямой солнечный свет. При наблюдениях имели место следующие формы облаков: Ci, As, As. Разброс точек тоже велик и также отсутствует зависимость от высоты Солнца. Точки равномерно распределились вокруг ординаты $(80 \pm 0,6)$ тыс. лк/кал. см⁻² мин.⁻¹. Среднее квадратическое отклонение одного наблюдения составляет ± 7 тыс. лк/кал. см⁻² мин.⁻¹, т. е. $\pm 9\%$.

Таким образом, величина светового эквивалента рассеянной радиации при Солнце, просвечивающем сквозь облака, практически совпала с условиями наблюдения при безоблачном небе. Влияние формы облачности выявить не удалось, что подтверждается данными спектральных измерений рассеянной радиации неба [104, 105], покрытого тонкой облачностью As, или неба, покрытого плотной облачностью 1—2 балла, цветовая температура которого близка к цветовой температуре безоблачного неба и составляет величину порядка 9000° К.

§ 12. Обсуждение результатов

Для получения величин светового эквивалента прямой, суммарной и рассеянной радиации, пригодных для пересчета наблюдений актинометрических станций по радиации в величины освещенности, данные классифицировались по условиям облачности соответственно тем градациям, которые приняты в практике актинометрических наблюдений. При этом выяснилось, как это следует из изложенного выше, что данные, относящиеся к различной облачности, могут быть объединены вместе по группам, а именно: для суммарной радиации можно объединить все наблюдения при облачности 0—6 баллов, при Солнце, не закрытом облаками (\odot^2), а также при Солнце, просвечивающем сквозь

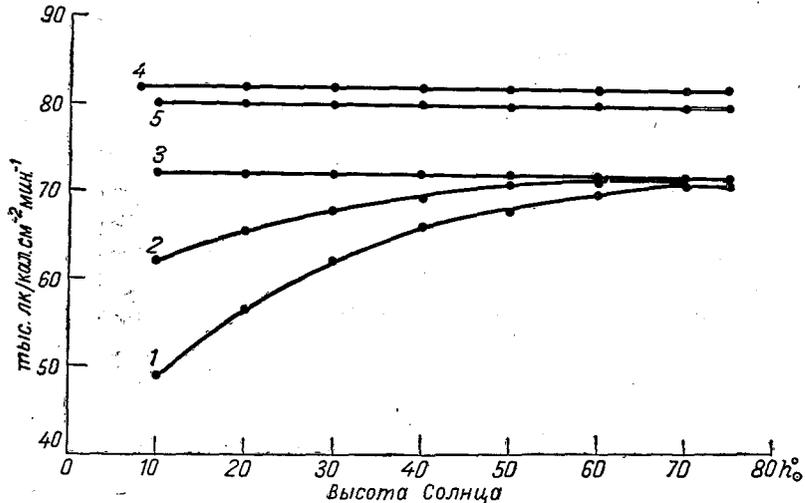


Рис. 33. Световой эквивалент радиации в зависимости от высоты Солнца. 1 — световой эквивалент прямой радиации, облачность 0—3 балла, \odot^2 , 2 — световой эквивалент суммарной радиации, облачность 0—6 баллов, \odot^2 , и 1—10 баллов, \odot , 3 — световой эквивалент рассеянной (суммарной) радиации, облачность 7—10 баллов, П, и 3—10 баллов, \odot^0 , 4 — световой эквивалент рассеянной радиации, облачность 0—6 баллов, \odot^2 , 5 — световой эквивалент рассеянной радиации, облачность 1—10 баллов, \odot .

облака (\odot), и облачности от 1 до 10 баллов независимо от ее формы (см. рис. 23, 24, 26). Отдельно выделены случаи пасмурного неба, когда солнечный диск не просвечивает сквозь плотные облака любой формы при облачности 7—10 баллов, и случаи, когда Солнце слабо просвечивает сквозь слой облаков и тени неразличимы (\odot^0). Построенные графики позволили нам для указанных градаций облачности получить средние кривые, представляющие на рис. 33 зависимость светового эквивалента от высоты Солнца.

В табл. 24 даны средние значения светового эквивалента и указаны средние квадратические отклонения их от среднего, обусловленные различным состоянием атмосферы, для высот Солнца от 10 до 75°.

Согласно рис. 33 и данным табл. 24, при одной и той же высоте Солнца пределы колебаний светового эквивалента около среднего тем больше, чем меньше высота Солнца над горизонтом, что, очевидно, обусловлено увеличивающейся толщиной атмосферы. Данные таблицы показывают, что значения светового эквивалента рассеянной радиации изменяются в более широких пределах, чем световой эквивалент прямой и суммарной радиации, что обусловлено большей чувствительностью

рассеянной радиации и освещенности к аэрозольному состоянию атмосферы. Это внесет большую погрешность в расчет рассеянной освещенности по данным актинометрических станций по сравнению с расчетом светового эквивалента суммарной и прямой радиации. Однако, учитывая большие пределы изменения величины рассеянной освещенности при одинаковых по названию условиях погоды (см. рис. 10 и 11), существенную зависимость ее величины не только от количества и формы облачности, но и от расположения ее на небосводе, точность $\pm 15\%$, с которой мы будем получать информацию о величине рассеянной радиации, можно считать удовлетворительной и вполне разумной с точки зрения использования получаемых данных в практике.

Согласно рис. 33 и табл. 24, резко выраженную зависимость имеет световой эквивалент прямой радиации, меньшая зависимость от высоты Солнца имеет место для светового эквивалента суммарной радиации. Для светового эквивалента рассеянной радиации не получена зависимость от высоты Солнца.

Таблица 24

Высота Солнца h_{\odot}	Световой эквивалент, тыс. лк/кал. см ⁻² мин. ⁻¹				
	прямая радиация	суммарная радиация	рассеянная радиация		рассеянная (суммарная) радиация
	облачность 0—3 балла, ☉ ²	облачность 0—6 баллов, ☉ ² ; облачность 1—10 баллов, ☉	облачность 0—6 баллов, ☉ ²	облачность 1—10 баллов, ☉	облачность 7—10 баллов, П; облачность 3—10 баллов, ☉ ⁰
10	49±7	62±5			
20	56±4	66±5			
30	62±3	68±4			
40	66±3	70±3	82±12	80±7	72±7
50	68,5±3	71±3			
60	70±3	71,5±3			
70	71±2	72±2			
75	71±2	72±2			

Полученные данные о световом эквиваленте, а именно средние значения светового эквивалента суммарной, прямой и рассеянной радиации, зависимость светового эквивалента суммарной и прямой радиации от высоты Солнца, хорошо согласуются с данными других авторов. Приведем наиболее полную сводку результатов измерений светового эквивалента, собранную Вёрнером [47], несколько дополнив ее данными, полученными в последнее время (табл. 25). Все числа табл. 25 приведены к международной пиргелиометрической шкале 1956 г.

Исследования светового эквивалента, приведенные в табл. 25, шли двумя путями: либо авторами ставились специальные одновременные наблюдения за радиацией и освещенностью, либо авторы пользовались многолетними рядами наблюдений за радиацией и освещенностью и по часовым, месячным и годовым суммам рассчитывали световой эквивалент. В таких исследованиях нельзя выделить зависимость светового эквивалента от высоты Солнца, прозрачности атмосферы и облачности — величины световых эквивалентов даются в виде средних за месяц, сезон или год независимо от условий наблюдений, высоты Солнца и облачности. К исследованиям такого плана относятся почти все перечисленные работы в табл. 25. Поэтому наши результаты можно

сравнивать в большинстве случаев лишь со средними значениями светового эквивалента. Лишь в немногих исследованиях указывается зависимость светового эквивалента от высоты Солнца. Нигде не рассмотрено влияние прозрачности атмосферы на величину светового эквивалента, за исключением теоретического расчета, проведенного Вёрнером [47] для светового эквивалента суммарной радиации в релейской атмосфере (фактор мутности $T=1$) и очень замутненной атмосферы ($T=3,75$).

Таблица 25

Место	Вид радиации	Облачность	Световой эквивалент, тыс. лк/кал. см ⁻² мин. ⁻¹	Автор	
Претория, Южная Африка $\varphi=25^{\circ}45' S$ Вашингтон $\varphi=38^{\circ}56' N$ Кью $\varphi=51^{\circ}28' N$ Вена $\varphi=48^{\circ}15' N$ Потсдам $\varphi=52^{\circ},5 N$ Потсдам $\varphi=52^{\circ},5 N$ Финляндия	Суммарная	Безоблачно	71,5	Драммонд [50]	
		10 баллов	72,5		
		Средняя облачность	72		
		Безоблачно	80		
		Средняя облачность	84		
		Средняя облачность	66		Вёрнер [47]
		Безоблачно	77,5		Келлер [47], $h_{\odot} = 15 \div 55^{\circ}$
		Безоблачно	75		Лунелунд [47], $h_{\odot} = 5 \div 45^{\circ}$
		Безоблачно	74		Вёрнер [47], $h_{\odot} = 5 \div 60^{\circ}$
		Малооблачная погода 10 баллов	73 70		Янишевский [91], $h_{\odot} = 10 \div 54^{\circ}$
Теоретический расчет для $\varphi=52^{\circ},5 N$ Павловск		Безоблачно	74	Вёрнер [47], $h_{\odot} = 5 \div 60^{\circ}$	
		Малооблачная погода 10 баллов	73 70	Янишевский [91], $h_{\odot} = 10 \div 54^{\circ}$	
Арктика м. Шмидта б. Тикси о. Диксон		Безоблачно	69	Черниговский, Тиморев [100], $h_{\odot} = 10 \div 45^{\circ}$	
		Средняя облачность	71		
Вашингтон $\varphi=38^{\circ}56' N$ Претория $\varphi=25^{\circ}45' S$ Павловск	Прямая Рассеянная	Пасмурно Безоблачно	72 71	Кимбалл [21], $h_{\odot} = 10 \div 70^{\circ}$ Драммонд [50]	
		Безоблачно	92		
Арктика м. Шмидта б. Тикси о. Диксон		Малооблачно	77,5	Янишевский [91]	
		Ясно Средняя облачность	73 70	Черниговский, Тиморев [100]	

Как следует из табл. 24 и 25, наши результаты хорошо согласуются со средними величинами светового эквивалента суммарной, прямой и рассеянной радиации. Что касается зависимости светового эквивалента суммарной и прямой радиации от высоты Солнца, то закономерности, полученные в [21, 45, 47, 51, 91, 100], аналогичны полученным нами. В работах [47, 91] световой эквивалент рассеянной радиации также не зависит от высоты Солнца, что хорошо согласуется с данными [3],

согласно которым спектральный состав радиации безоблачного неба до высоты Солнца 10° практически не меняется.

Числа табл. 25 показывают, что многочисленные измерения светового эквивалента радиации, проведенные в разных географических пунктах с сильно отличающимися друг от друга метеорологическими условиями, дали весьма близкие величины. Так, например, средние месячные значения светового эквивалента суммарной радиации, полученные Вёрнером за двухлетний период наблюдений (1957—1958 гг.), отклоняются от средней годовой величины не более чем на 10% [47]. Обращает на себя внимание, что в резко отличных метеорологических условиях Арктики [100] и Претории, расположенной на высокогорном плато Южной Африки в антициклонической области южного полушария [50], получено одно число для среднего значения светового эквивалента суммарной радиации.

В среднем, согласно табл. 25, величина светового эквивалента суммарной радиации составляет 72 тыс. лк/кал. см⁻² мин.⁻¹, причем если использовать ее для всех точек земного шара, то точность пересчета актинометрических данных радиации в величины освещенности будет составлять величину порядка $\pm 10\%$ [47]. Наши измерения на Памире и в Ленинградской области еще больше расширили диапазон изменений метеорологических условий, исследованных ранее, еще раз подтвердили, что можно пользоваться одним значением светового эквивалента для разных географических пунктов, и уточнили величины светового эквивалента суммарной, прямой и рассеянной радиации для различных условий облачности и высоты Солнца над горизонтом.

Полученные результаты можно рекомендовать для вычисления норм естественной дневной освещенности горизонтальной поверхности и составления карт светового климата на основе использования наблюдений актинометрических станций. Укажем, что подобные карты светового климата Советского Союза были рассчитаны Н. М. Гусевым и Н. А. Темчиным [109] на основе светового эквивалента, полученного Лунелундом в Финляндии [45].

Полученные результаты не могут быть использованы при высоте Солнца над горизонтом менее 5° . Для получения данных об освещенности горизонтальной поверхности при малых высотах Солнца в сумерки и ночью следует ставить специальные измерения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кондратьев К. Я. Лучистая энергия Солнца. Гидрометеиздат, Л., 1954.
2. Шаронов В. В. Световая солнечная постоянная и ее вероятнейшее значение. Изв. АН СССР, сер. техн. наук, № 9, 1949.
3. Кондратьев К. Я. Актинометрия. Гидрометеиздат, Л., 1965.
4. Амбарцумян В. А. Новый способ расчета рассеяния света в мутной среде. Изв. АН СССР, сер. геофиз. и геогр., № 3, 1942.
5. Кузнецов Е. С. Теория негоризонтальной видимости. Изв. АН СССР, сер. геофиз. и геогр., № 5, 1943.
6. Кузнецов Е. С., Овчинский Б. В. Таблицы рассеяния света в атмосфере. Труды Геофизического ин-та АН СССР, № 6, 1951.
7. Соболев В. В. Приближенное решение задачи о рассеянии света в среде с произвольной индикатрисой рассеяния. Астр. журнал, т. 20, № 5—6, 1943.
8. Соболев В. В. О рассеянии света в атмосферах Земли и планет. Уч. Зап. ЛГУ, № 18, сер. матем. наук, 1949.
9. Шифрин К. С., Минин И. Н. Негоризонтальная видимость при сплошной облачности. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 1, 1959.
10. Шифрин К. С., Пятовская Н. П. Таблицы наклонной видимости и яркости дневного неба. Гидрометеиздат, Л., 1959.
11. Фейгельсон Е. М., Малькевич М. С., Коган С. Я., Коронатова Т. Д., Глазова К. С., Кузнецова М. А., Атрошеико В. С. Расчет яркости

- света в атмосфере при анизотропном рассеянии, ч. I. Труды ИФА АН СССР, № 1, 1958.
12. Атрошенко В. С., Глазова К. С., Малькевич М. С., Фейгельсон Е. М. Расчет яркости света в атмосфере при анизотропном рассеянии, ч. II. Труды ИФА АН СССР, № 3, 1962.
 13. Болдырев Н. Г. О распределении яркости по небу. Светотехника, № 6, 1935.
 14. Dorno C. Physik der Sonnen und Himmelsfrahlung. Braunschweig, 1919.
 15. Kimball H. H. Skybrightness and daylight illumination Trans. I. E. S., 16, 1921.
 16. Пясковская-Фесенкова Е. В. Определение яркости безоблачного неба. Труды II Всесоюзной конференции по световому климату. Госстройиздат, 1961.
 17. Калитин Н. Н. Актинометрия. Гидрометеиздат, Л.—М., 1938.
 18. Ярославцев И. Н. Распределение яркостей по небу. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 1, 1953.
 19. Кратт В. А. Некоторые вопросы теории видимости наземных объектов с самолета. Изв. Астр. обсерв. в Пулково, т. XVIII, вып. 1, 1946.
 20. Kimball H. H., Hand I. H. Skybrightness and daylight illumination measurements. Monthly Weather Rev., 49, 1921.
 21. Kimball H. H., Hand I. H. Daylight illumination on horizontal, vertical and sloping surfaces. Monthly Weather Rev., 50, No. 12, 1922.
 22. Bullrich K., de Bary E., Danzer K., Eiden R., Heger K. Research on atmospheric optical radiation transmission. Scientific Report, No. 3, January, 1965, Contr. AF (052)—595.
 23. Richardson R. A., Hulburt E. O. Sky-brightness measurements near Boa-caiua, Brazil. J. Geophys. Res., 54, 215—227, 1949.
 24. Пясковская-Фесенкова Е. В. Исследование рассеяния света в земной атмосфере. Изд-во АН СССР, М., 1957.
 25. Koomen M. J., Lock C., Parker D. N., Scolnic R., Toysey R., Hulburt E. O. Measurement of brightness of the twilight sky. JOSA, vol. 42, No. 5, 1952.
 26. Лившиц Г. Ш. Рассеяние света в атмосфере. Изд-во «Наука», Алма-Ата, 1965.
 27. Тер-Маркарянц Н. Е. Об отражении радиации морем. Уч. зап. ЛГУ, № 210, 1956.
 28. Moon P. A., Spencer D. E. Illum. Engrn, 37, 1942.
 29. Walsh J. W. T. The science of daylight. Macdonald, London, 1961.
 30. Справочная книга по светотехнике, ч. II. Изд-во АН СССР, 1958.
 31. Зелинков В. А. О световом климате СССР. Светотехника, № 6, 1938.
 32. Калитин Н. Н. Об изучении светового климата СССР. Труды II Всесоюзной светотехнической конф., вып. 4, 1931.
 33. Калитин Н. Н. Об изучении естественной освещенности. Светотехника, № 6, 1935.
 34. Бюллетень постоянной актинометрической комиссии при ГГО, 1925—1936 г. Л., 1926—1938.
 35. Лопухин Е. А. Дневное естественное освещение в Ташкенте. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 5, 1953, стр. 469.
 36. Шаронов В. В. Клиновой фотометр для дневного света. Геофизика, т. 4, вып. 2, 1934.
 37. Шаронов В. В. Дневная освещенность при различных условиях. ДАН СССР, т. 1, № 9, 1935.
 38. Чудаков П. А. Некоторые данные по измерению дневной освещенности. Журн. техн. физ., т. V, вып. 1, 1935.
 39. Ремизов Н. А. Освещенность диффузным светом неба в Ялте в 1927 г. Курортное дело, № 7, 1928.
 40. Галанин Н. Ф. Освещенность рассеянным светом атмосферы в Ленинграде по наблюдениям за 4 года (1931—1934). Метеорология и гидрология, № 4, 1939.
 41. Олинский Г. Я. Влияние большого города на естественную освещенность. Геофизика, т. II, вып. 3—4, 1932.
 42. Dorno C. Dauerregistrierungen der Ortshelligkeit von Davos, Oktober 1920, mittels der photoelektrischen Zellenmethode. Met. Zeit., Bd 38, H. 1, 1921.
 43. Dorno C. Über die Verwendbarkeit von Eders Graukeilphotometer in meteorologischen Dienst, Parallelmessungen der photochemischen Ortshelligkeit in Europa zwischen dem 40 und 60 Breitengrende, auf dem Atlantischen Ozean und an der Ostküste Südamerikas. Met. Zeit., Bd 42, H. 3, 1925.
 44. Dorno C. Parallelmessungen der photochemischen Ortshelligkeit zwischen nördlichen Palarkreis und Südlichen Wendekreis mittels Eders Graukeilphotometer. Met. Zeit., Bd XLIV, H. 10, 1927.
 45. Lunelund H. Die Helligkeit in Finland. Soz. Scient. Tenn. Com. Phys. Math., VIII, H. 7, 1935.

46. Auren G. E. Illumination from sun and sky. Meddelanden fram statens meteorologisk—hydrografiska Anstalt, B. 5, No. 4, 1930.
47. Wörner H. Die Globalbeleuchtungsstärke in Potsdam während der I. G. J. Zeit. f. Met., Bd 16, H. $\frac{3}{4}$, 1962.
48. Sauberer F. Meteorologische Lichtmessungen in Wien. Ein messtechnischer Erfahrungsbericht. Arch. f. Met., Geoph. u. Biokl., Ser. B., Bd 9, H. 2, 1958.
49. Sauberer F. Über die Beleuchtungsstärke in verschiedenen nördlichen Breiten. Wetter und Leben, 6, Nr 7—9, 1954.
50. Drummond A. J. Notes on the measurements of natural illumination. II. Daylight and Skylight at Pretoria, the luminous efficiency of daylight. Arch. f. Met. Geoph. u. Bioklim., Ser. B, Bd 9, H. 2, 1958.
51. Dogniaux R. Etude de l'éclairage lumineux naturel. Inst. Roy. Met. de Belgique, ser. B., No. 12, 1954.
52. Шаронов В. В. Таблицы для расчета природной освещенности и видимости. Изд-во АН СССР, 1945.
53. Евневич Т. В. Регистрация естественной освещенности на метеорологической обсерватории МГУ. В кн. «Климат большого города». Изд-во МГУ, 1965.
54. Богданович Г. П. Освещенность рассеянным светом различно ориентированных вертикальных поверхностей при безоблачном небе. Труды Всесоюзной электротехн. ассоц., т. 4, 1935.
55. Бартенева О. Д., Гусева Л. Н., Шифрин К. С. Прогноз естественной освещенности. Светотехника, № 7, 1958.
56. Jones L. A., Condit H. R. Sunlight and skylight as determinants of photographic exposure. I Luminous density as determined by solar altitude and atmospheric conditions. JOSA, vol. 38, 1948.
57. U. S. Weather Bureau: Climatological data, national summaries 1953—1956, Ashville.
58. Blackwell M. J., Powell D. B. B. Five-year continuous recording of daylight illumination at Kew Observatory. Met. Res. Ctee. M. R. P., No 831, 1953.
59. Blackwell M. J. Five recordings of total and diffuse solar radiation at Kew Observatory. Met. Res. Ctee. M. R. P. No. 895, 1954.
60. Blackwell M. J., Powell D. B. B. On the development of an improved daylight illumination recorder. Met. Res. Ctee. M. R. P., No. 988, 1956.
61. Drummond A. I. Notes on the measurements of natural illumination recorders. Arch. f. Met. Geoph. u. Bioklim., Ser. B, Bd 7, H. 3—4, 1956.
62. Foster N. B. A recording daylight illuminator. Illum. Engng., 46, 1951.
63. Тиходеев П. М. Световые измерения в светотехнике. Госэнергоиздат, М.—Л., 1962.
64. Вейнберг Т. И. Светофильтр для исправления спектральной чувствительности селенового фотоэлемента. Светотехника, № 6, 1958.
65. Янишевский Ю. Д. Актинометрические приборы и методы наблюдений. Гидрометеоиздат, Л., 1957.
66. Wörner H. Die Vorhersage der Ortshelligkeit. Abh. d. Met. u. Hydrol. Dienst d. D.D.R., Nr 33, Bd V, 1954. Acad. Verl., Berlin.
67. Siedentopf H. Zur, Optik des atmosphärisches Dunstes. Met. Zeit., 61, 1944.
68. Шифрин К. С. и Гусева Л. Н. Прогноз естественной освещенности. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 6, 1957.
69. Наставление по службе прогнозов, разд. II, сер. 3. Гидрометеоиздат, М.—Л., 1950.
70. Миронова Л. Н. Световой климат Белоруссии и естественное освещение квартир. Светотехника, № 9, 1961 г.
71. Bullrich K. Die Leuchtdichte des Himmels und die Globalbeleuchtungsstärke während der Dämmerung und in der Nacht. Berichte des deutschen Wetterdienstes in der UZ-Zone, Nr 4, 1948.
72. Сытинская Н. Н. Новое значение лунной освещенности. Астр. журн., 36, № 2, 1957.
73. Bouma P. J. Natürliche Beleuchtung und Sichtbarkeit während der Nacht. Philips. Techn. R. Schan, 10, S. 303, 1940.
74. Bouma P. J. Physiologisch—Optische Grundlagen für die Probleme der Luftschutzverdunklung, Physika, VIII, 4, 1941.
75. Хвостиков И. А. Свечение ночного неба. Изд-во АН СССР, 1957.
76. Розенберг Г. В. Сумерки. Физматгиз, М., 1963.
77. Вейнберг В. Б., Скрипкарь Л. Н. Яркость ночного неба. ЖТФ, т. XV, вып. 6, 1945.
78. Лопухин Е. А. Результаты измерения хода сумеречной освещенности. Метеорология и гидрология, № 6, 1948.
79. Шаронов В. В. Освещенность горизонтальной плоскости во время сумерек и ночью. ДАН СССР, т. XII, вып. 7, 1944.
80. Феofilov П. П. Ночная освещенность и спектральный состав ночного неба в средних широтах. Изв. АН СССР, сер. геофиз. и геогр., № 6, 1942.

81. Шаронов В. В. Сумерки как фотометрический и психологический феномен. Труды юбилейной научной сессии ЛГУ (матем. секция), 1948.
82. Siedentopf H., Reger E. Met. Zeit. 61, 114, 1944.
83. Israel H. Forsch. u. Erf. Ber. Reichswetterdienst, Reihe A., Nr 6, 1941.
84. Kähler K. Meteor. Zeit., 44, 215, 1927.
85. Шифрин К. С. и Авасте О. Потоки длинноволновой радиации в безоблачной атмосфере. Исследования по физике атмосферы, 2, 1960. Изд. Ин-та физики и астрономии АН ЭССР.
86. Бартенева О. Д., Боярова А. Н. Яркость сумеречного и ночного неба. Труды ГГО, вып. 100, 1959.
87. Бартенева О. Д., Боярова А. Н. Световой режим в сумерки и ночью. Светотехника, № 3, 1964.
88. Феофилов П. П. Естественная ночная освещенность и ее значение для светомаскировочных расчетов. Труды ГОИ, т. XVII, вып. 125—129, 1944.
89. Шаронов В. В. Дальность видимости удаленных предметов и огней. Военмориздат, М.—Л., 1947.
90. Зельманович И. Л., Журавлев В. И. Яркость неба, моря и освещенность в темное время суток. Актинометрия и атмосферная оптика. Труды 2-го межведомственного совещания по актинометрии и атмосферной оптике. Гидрометеоздат, 1961.
91. Янишевский Ю. Д. Фотометрические наблюдения в Павловске и соотношение между светом и радиацией. Труды ГГО, вып. 68, 1957.
92. Dogniaux R. Données météorologiques concernant l'ensoleillement et l'éclairage naturel. Résumé des travaux exécutés à l'Institut Royal Météorologique de Belgique. Cahiers du Centre Sci. et Tech. der Bâtiment, No. 44, Cah. 351, 1960.
93. Бартенева О. Д., Полякова Е. А. О световом эквиваленте радиации в условиях сухой атмосферы. Труды ГГО, вып. 169, 1965.
94. Бартенева О. Д., Полякова Е. А., Световой эквивалент радиации. Гидрология и метеорология, № 2, 1966.
95. Nicolet M. Sur la détermination de flux énergétique du rayonnement extraterrestre du Soleil. Arch. f. Met., Geoph. u. Biokl., Ser. B, Bd 3, 1951.
96. Ярославцев И. Н. О спектральном составе прямой солнечной радиации по наблюдениям в Ташкенте. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., № 5—6, 1945.
97. Никитинская Н. И. О применимости метода Бугера—Ламберта для определения спектральной прозрачности толщ атмосферы. Труды 2-го Межведомственного совещания по актинометрии и атмосферной оптике. Гидрометеоздат, 1961.
98. Stair R., Jonston R. G. Preliminary spectroradiometric measurements of the solar constant. J. Res. Nat. Bur. Stand., 57, 205, 1956.
99. Tousey R., Hulburt E. O. Brightness and polarization of the daylight sky at various altitude, above sea level. JOSA, vol. 37, No. 2, 1947.
100. Черниговский П. Г. и Тиморев А. А. Естественная освещенность в Арктике и световой эквивалент радиации. Труды ААНИИ, т. 273, 1965.
101. Recommended practice of daylighting. Illum. Engng. Soc., vol. 57, No. 8, 1962.
102. Spränkuch D. Über den Einfluß der Dunst—Schichtung auf die Strahllichtverteilung des wolkenlosen Himmels. Zeit. f. Met., Bd 17, H. 7/8, 1964.
103. Henderson S. T., Hodgkiss D. The spectral energy distribution of daylight. Brit. J. of Appl. Phys., vol. 14, No. 3, 1963.
104. Hull J. N. Spectral distribution of radiation from sun and sky. Trans. I. E. S. (London), vol. 19, No. 1, 1954.
105. Taylor A. H., Kerr G. P. Distribution of energy in the visible spectrum of daylight. JOSA, vol. 31, 1941.
106. Барашкова Е. П. Рассеянная радиация в Караганде. Труды ГГО, вып. 80, 1959.
107. Каган Р. Л. и Юдин М. И. Приближенное решение уравнения рассеяния света. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 8, 1956.
108. Заводчикова В. Г., Кондратьев К. Я. О пространственном распределении рассеянной и отраженной радиации. Вестник ЛГУ, сер. матем., физ. и хим., № 2, 1953.
109. Гусев Н. М. и Темчин Н. А. Светоклиматическое районирование территории СССР. Изв. Академии строительства и архитектуры СССР, № 4, 1962.
110. Лившиц Г. Ш., Павлов В. Е., Милютин С. Н. О поглощении света аэрозолями. Труды Астрофиз. ин-та АН КазССР, т. VII, 1966.
111. Шостыгина А. А. Суточный ход естественной освещенности вертикальных, различно ориентированных плоских поверхностей в Москве во время летнего солнцестояния. В кн. «Климат большого города». Изд-во МГУ, 1965.
112. De Vary E., Braun V., Bullrich K. Tables related to light scattering in a turbid atmosphere, vol. I, II, III. AFCRL—65—710 (II), Special reports, No. 33. Sept. 1965. Air Force Cambridge Research Laboratories.
113. Шифрин К. С. и Минин И. Н. К теории негоризонтальной видимости. Труды ГГО, вып. 68, 1957.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава I. Режим прозрачности приземного слоя атмосферы	7
Введение	—
§ 1. Варируемость градаций прозрачности приземного слоя атмосферы. Годовой ход	6
§ 2. Суточный ход прозрачности приземного слоя атмосферы	12
§ 3. Суточный и годовой ход метеорологической дальности видимости для пунктов Советского Союза, расположенных в различных климатических районах	14
§ 4. Прозрачность атмосферы в вертикальном и горизонтальном направлениях	16
Глава II. Прозрачность атмосферы при различных метеорологических явлениях	21
Введение	—
§ 1. Структура поля горизонтальной прозрачности при различных метеорологических явлениях	23
§ 2. Прозрачность атмосферы в дымке	31
§ 3. Прозрачность атмосферы в тумане	50
§ 4. Прозрачность атмосферы в зоне выпадения дождя	66
§ 5. Прозрачность атмосферы в зоне снегопада	89
§ 6. Сравнение прозрачности атмосферы при туманах, дождях и снегопадах	95
Глава III. Рассеяние света в приземном слое атмосферы	101
Введение	—
§ 1. Рассеяние света на мелких и крупных частицах	103
§ 2. Методика измерения индикатрис рассеяния света	113
§ 3. Индикатрисы рассеяния света в дымках	120
§ 4. Индикатрисы рассеяния света в тумане	131
§ 5. Свойства индикатрис рассеяния приземного слоя атмосферы	136
§ 6. О нефелометрическом методе измерения прозрачности атмосферы	146
Глава IV. Световой режим приземного слоя атмосферы	163
Введение	—
Световой режим в светлое время суток	164
§ 1. Солнце как источник видимого излучения	—
§ 2. Яркость дневного неба	165
§ 3. Естественная освещенность горизонтальной поверхности	173
§ 4. Определение естественной освещенности горизонтальной поверхности по заданным условиям	196
Световой режим в сумерки и ночью	200
§ 5. Источники освещения в сумерки и ночью	—
§ 6. Яркость сумеречного и ночного неба в отсутствие Луны	205
§ 7. Освещенность горизонтальной поверхности в сумерки и ночью в отсутствие Луны	216
§ 8. Яркость неба и освещенность горизонтальной поверхности в сумерки и ночью при Луне	221
Световой эквивалент радиации	223
§ 9. Световой эквивалент суммарной радиации	225
§ 10. Световой эквивалент прямой радиации	230
§ 11. Световой эквивалент рассеянной радиации	233
§ 12. Обсуждение результатов	237

Труды ГГО, вып. 220

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОПТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПРИЗЕМНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ

Редактор А. И. Вайцман
Технический редактор Г. С. Николаева
Корректор Т. В. Алексеева

Сдано в набор 7/XII 1966 г.	Прив. печ. л. 21,35.	Подписано к печати 15/III 1967 г.
Бумага типогр. № 1 70×108 ^{1/16} .	Бум. л. 7,625.	Уч.-изд. л. 20,56
Индекс МЛ-70.	Тираж 630 экз.	Заказ № 856.
Гидрометеорологическое издательство.	Ленинград. В-53, 2-я линия, д. № 23	М-13825.
		Цена 1 руб. 44 коп.

Ленинградская типография № 8 Главполиграфпрома
Комитета по печати при Совете Министров СССР.
Ленинград, Прачечный пер., д. 6.