

18
ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

Т Р У Д Ы
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ
ОБСЕРВАТОРИИ

имени А. И. Воейкова

ВЫПУСК 146

АТМОСФЕРНОЕ ЭЛЕКТРИЧЕСТВО

Под редакцией

канд. физ.-мат. наук

И. М. ИМЯНИТОВА и Л. Г. МАХОТКИНА



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД • 1963

АННОТАЦИЯ

Сборник посвящен вопросам исследования атмосфериков, генерируемых близкими грозами, теории и конструированию счетчиков грозных разрядов, анализу работы этих счетчиков. В нем рассмотрены также некоторые закономерности распределения гроз по территории Советского Союза и некоторые закономерности распределения элементов атмосферного электричества по земному шару.

Сборник предназначен для специалистов по атмосферному электричеству.

А. И. АСТАШЕНКО, П. С. ЛЫДЗАР, Л. Г. МАХОТКИН

ГРОЗОВАЯ АКТИВНОСТЬ В ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ В 1961 г.

Обобщены результаты наблюдений, проведенных летом 1961 г. с помощью однонаправленного пеленгатора и комплекта грозорегистраторов. Указаны характерные особенности распределения гроз и сопоставлены карты, полученные различными методами.

Довольно плотная сеть метеорологических станций, своеобразные физико-географические условия, облегчающие интерпретацию данных вследствие резкого подразделения поверхности на большие однородные участки (водное пространство, низменная равнина), расположение обсерваторской базы примерно в центре рассматриваемого района — все эти обстоятельства благоприятны для комплексной характеристики грозового режима в Ленинградской области. При характеристике ограниченного района (с радиусом порядка 200 км) интересно выделить прежде всего типичные местные особенности, используя для этого различные данные за предыдущие годы.

В опубликованной недавно работе Т. И. Смолкиной [1] приводятся карты распределения ливней и гроз, полученные по данным радиолокационных наблюдений ст. Воейково (полевая база ГГО) за 1958 и 1959 гг. Для построения этих карт был использован метод оценки относительной повторяемости ливней и гроз, предложенный А. А. Федоровой [2]. Хотя в основу этого метода положены довольно правдоподобные допущения, для подтверждения полученных результатов необходимы дополнительные данные. Например, если пункт наблюдений расположен в центре изолированной области с высокой (или низкой) грозовой активностью, относительные числа не дадут правильного представления о повторяемости ливней и гроз в различных местах за пределами зоны максимума (минимума). Никаких контрольных сопоставлений (в первую очередь с данными метеостанций) в работе [1] нет.

Летом 1961 г. в Воейково на радиогонометрическом пункте производились наблюдения за грозами в радиусе до 200 км с помощью однонаправленного катодного пеленгатора и комплекта однотипных грозорегистраторов (счетчиков грозových разрядов) с различной чувствительностью. Для определения примерного расстояния до грозы использовалась эмпирически найденная зависимость амплитуд атмосфериков от удаленности источника разрядов. Комплект грозорегистраторов состоял из пяти приборов, чувствительность которых была подобрана так, чтобы прибор № 5 срабатывал при грозах, находящихся на расстояниях до 200 км, № 4 — до 150 км, № 3 — до 100 км, № 2 — до 50 км, № 1 — до 15 км.

Наблюдения проводились в дневное время (с 9 до 21 часа) и охватывали почти весь грозовой сезон, но регулярные ежечасные сроки были введены только с 15 июня. Всего было сделано около 6000 отсчетов, которые использовались в текущей работе для составления сводок за отдельные сроки.

Чтобы не создавать искусственные расхождения между картой распределения гроз и построенными картами ливней и гроз (по радиолокационным данным) [1], итоговая обработка данных наблюдений за атмосфериками проводилась также по методу Федоровой в относительных единицах. Дополнительные основания для выбора этого метода связаны с некоторой неоднородностью исходного материала, вызванной тем, что особое внимание уделялось близким грозам. Во время близких гроз делались более длительные наблюдения без пропусков, встречающихся иногда при наличии слабых удаленных очагов.

Карты, полученные в результате однотипной обработки данных радиолокационных наблюдений и наблюдений за атмосфериками, могут отличаться друг от друга, если вероятность перехода ливневых облаков в грозовые сильно изменяется в зависимости от местных условий. Как указывается в одной из последних рекомендаций Всемирной метеорологической организации, радиолокационные наблюдения не позволяют разделить грозы и ливни.

Для построения опытной карты распределения гроз была составлена сводная таблица, часть которой приводится здесь в качестве примера (табл. 1). Номера строчек соответствуют порядковому номеру счетчика, сработавшего при данном отсчете. С отдельными строчками были сопоставлены кольца 0—15 км (№ 1), 15—50 км (№ 2), 50—100 км (№ 3), 100—150 км (№ 4), 150—200 км (№ 5). В некоторых случаях такое сопоставление носит условный характер; например, если в течение данного срока наблюдались вспышки из одного азимута, при которых срабатывали счетчики 3—5 (отметка 3), счетчики 4—5 (отметка 4), счетчик 5 (отметка 5), весьма вероятно, что были грозы в указанном секторе кольца № 3, но менее обосновано утверждение о наличии гроз в кольцах 4 и 5. Однако сопоставление показаний счетчика с метеосводками показало, что такая интерпретация данных не приводит обычно к грубым ошибкам.

Все кольца были разделены на 36 десятиградусных секторов, для которых в сводной таблице указывалось общее число отметок n_{ik} (i — номер кольца, k — номер сектора) и относительная характеристика активности ($n_{ik} : n_i$, где n_i — среднее значение n для данного кольца). Так как секторы кольца № 1 (0—15 км) получались на карте слишком маленькими, было решено объединить кольца № 1 и 2, разбив весь рассматриваемый район на $4 \times 36 = 144$ площадки. Перед окончательным вычерчиванием карты относительные числа n_{ik}^0 были сглажены путем осреднения их по четырем соседним площадкам.

На рис. 1 более густой (двойной) штриховкой выделены участки с повышенной грозовой активностью ($n^0 > 1$); наиболее активным в грозовом отношении оказывается юго-восточный сектор Ленинградской области. Небольшой вторичный максимум наблюдается на юго-западе, а вдоль северного берега Финского залива расположен глубокий минимум.

После составления опытной карты грозовой активности были собраны данные метеонаблюдений за летний сезон 1961 г. и подсчитана суммарная продолжительность дневных гроз в часах (с 15 июня по конец августа). Полученные данные благодаря наличию довольно густой сети (больше 40 станций) позволили составить отдельную карту

продолжительности гроз, которая (рис. 1) совмещена с картой, построенной по данным наблюдений за атмосфериками в одном пункте. Полоса высокой грозовой активности в юго-восточном секторе, несмотря на своеобразный изгиб, хорошо совпадает как по метеоданным, так и по данным наблюдений за атмосфериками. Подобное соответствие

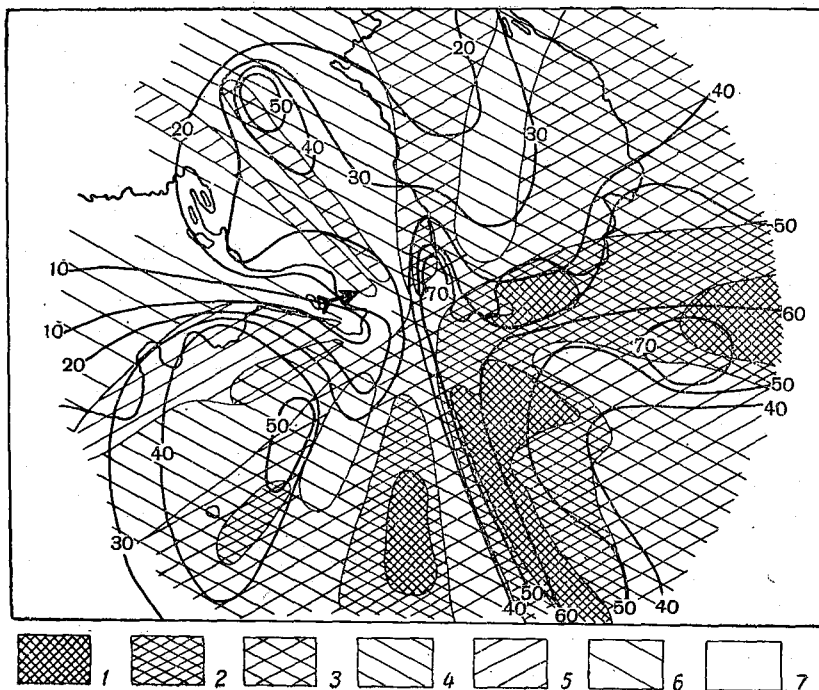


Рис. 1. Карта распределения грозовой активности в Ленинградской области в 1961 г., характеризуемой относительными числами по данным наблюдений за атмосфериками в одном пункте.

1 — ($>1,4$), 2 — (1,4—1,2), 3 — (1,2—1,0), 4 — (1,0—0,8), 5 — (0,8—0,6), 6 — (0,6—0,4), 7 — (0,4—0,3). Изолинии указывают общую продолжительность дневных гроз в часах.

нельзя считать случайным. Интересно, что частный максимум, вытнувшийся к югу от Воейково, совершенно не отражен по метеоданным. Это расхождение объясняется просто. Даже в Ленинградской области сеть метеостанций не везде одинаково густа, и в этом районе проходит

Таблица 1

№ счетчика (кольца) i	Секторы k					
	1 (0—9°)		2 (10—19°)		3 (20—29°)	
	n_{i1}	n_{i1}^0	n_{i2}	n_{i2}^0	n_{i3}	n_{i3}^0
1 (0—15 км)	19		22		15	
2 (15—50 км)	14	1,3	14	1,6	10	1,0
3 (50—100 км)	18	1,1	13	0,8	13	0,8
4 (100—150 км)	48	1,2	30	0,8	34	0,9
5 (150—200 км)	100	1,1	66	0,7	68	0,8

полоса размером порядка 50×100 км, внутри которой нет ни одной метеостанции. Небольшой максимум на юго-западе отмечен как по метеоданным, так и по атмосферикам (но несколько смещен в последнем случае). Северо-западная часть области (включая Финский залив и Ладожское озеро) характеризуется в основном пониженной грозовой активностью по всем данным. Здесь можно заметить частные расхождения, преимущественно в отдельных деталях (например, сдвиг

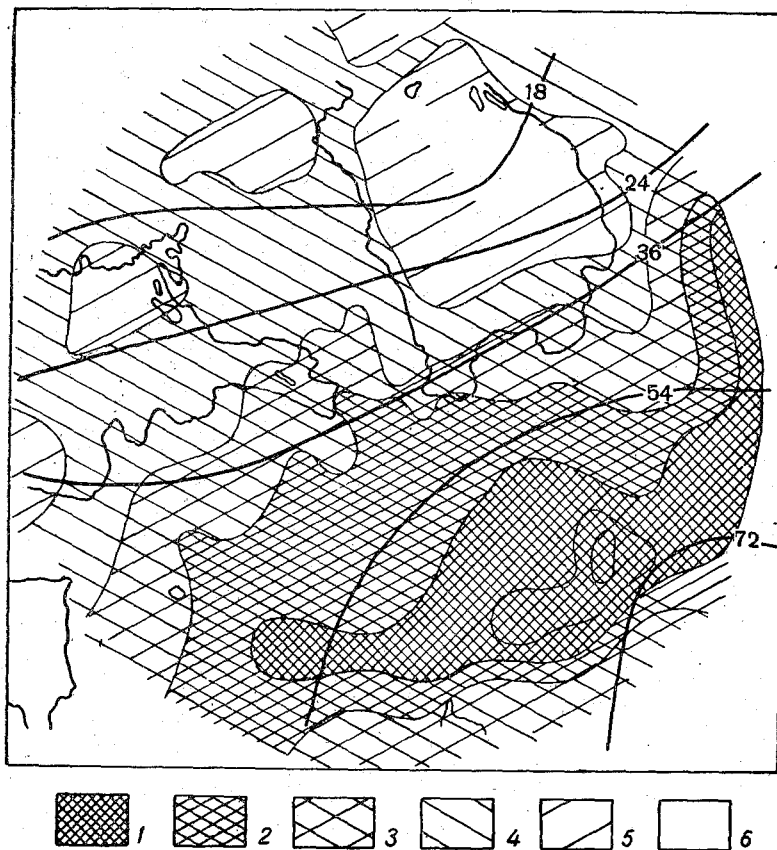


Рис. 2. Относительная повторяемость дневных ливней и гроз по данным радиолокационных наблюдений в 1958—1959 гг. (по Смолкиной [1]).

1 — ($>1,4$), 2 — ($1,4-1,2$), 3 — ($1,2-0,8$), 4 — ($0,8-0,6$), 5 — ($0,6-0,4$) 6 — ($<0,4$).
Изолинии указывают ориентировочное число разрядов на 100 км^2 за летний сезон по данным обработки наблюдений сети радиогониометрических пунктов.

абсолютного минимума с центральной части Финского залива к его северному берегу). Чтобы установить, имеются ли какие-нибудь определенные систематические расхождения, необходимы данные за более длительный период.

Пользуясь картами грозовой активности, не следует забывать, что они характеризуют общий уровень, а не максимальную силу отдельных гроз. После очень жаркого дня 1 августа 1961 г. (температура в Ленинграде была близка к рекордной за последние 80 лет) в Ленинградской области прошли сильные грозы с ливневыми дождями и шквальными ветрами. Особенно сильный ветер наблюдался между станциями Парго-

лово и Шувалово. Вырванные с корнем деревья упали на провода электрифицированной железной дороги, в результате чего на некоторое время была нарушена связь и прервано движение электропоездов. Это место, отмеченное стрелкой на рис. 1, находится в районе глубокого минимума грозовой активности.

Суммарная карта распределения ливней и гроз в дневное время, построенная Т. И. Смолкиной по данным радиолокационных наблюдений [1] (рис. 2), в общих чертах напоминает рассмотренную выше карту (рис. 1), несмотря на различные периоды наблюдений. На обеих картах северо-западная часть области характеризуется пониженными, а юго-восточная часть — повышенными значениями относительной повторяемости и продолжительности гроз и ливней. Главный максимум для всех вариантов захватывает юго-восточный сектор. Особенно низкие относительные значения отмечены в районе Финского залива и Ладожского озера. По метеоданным и по однопунктным наблюдениям за атмосфериками, главный минимум расположен на Финском заливе, а по радиолокационным наблюдениям — на Ладожском озере. Изолинии (рис. 2) указывают ориентировочное число разрядов на 100 км^2 (за летний сезон) по данным наблюдений европейского куста радиогониометрических пунктов, обработанным Н. И. Леушиным. Среднее направление изолиний (примерно по диагонали юго-запад — северо-восток) согласуется с отмеченным выше разграничением области на юго-восточную и северо-западную части. Оценка количества разрядов подтверждается по порядку величины данными шведских станций, снабженных счетчиками грозовых разрядов (грозорегистраторами). На территории Швеции (по данным 85 станций за 1958 г.) наблюдалось в среднем 50 разрядов на 100 км^2 [4]. Так как шведские приборы предназначались главным образом для регистрации разрядов на землю, указанная цифра, возможно, увеличится в несколько раз при добавлении междуоблачных разрядов.

Наиболее характерные особенности двух предыдущих карт сохраняются также на карте суммарной продолжительности дневных и ночных гроз (рис. 3), хотя общий фон несколько сглажен. Карта построена по данным метеорологических наблюдений за летние месяцы 1961 г. Общее сходство между картами на рис. 1 и 3 указывает на то, что добавление ночных гроз не вносит в данном случае особенно существенных изменений. По данным М. И. Городовой [3], соотношение между дневными и ночными грозами значительно изменяется в зависимости от района. Особенно много ночных гроз на юге Европейской территории СССР. В Ленинградской области число дней с ночными грозами составляет всего около 30% общего числа дней с грозой [3]. Ночные ливни и грозы, как показывает карта, построенная Т. И. Смолкиной [1] (рис. 4), распределяются иначе, чем дневные. Например, отмеченный раньше минимум на Финском заливе ночью заменяется максимумом относительной повторяемости гроз и ливней. Такой резкий контраст возможен только при наличии больших местных колебаний величины, характеризующей соотношение ночных и дневных гроз (ливней). Для проверки этого вывода была проведена дополнительная обработка метеорологических данных за период с 15 июня по конец августа 1961 г., причем для каждой станции подсчитывалась продолжительность ночных гроз в процентах от общей продолжительности гроз. Полученные результаты были использованы для составления карты относительной продолжительности ночных гроз, которая совмещена на рис. 4 с картой ночных ливней и гроз. На Финском заливе расположен один из максимумов относительной продолжительности гроз, совпадающий с максимумом повторяемости гроз и ливней по радиолокационным данным (несмотря на

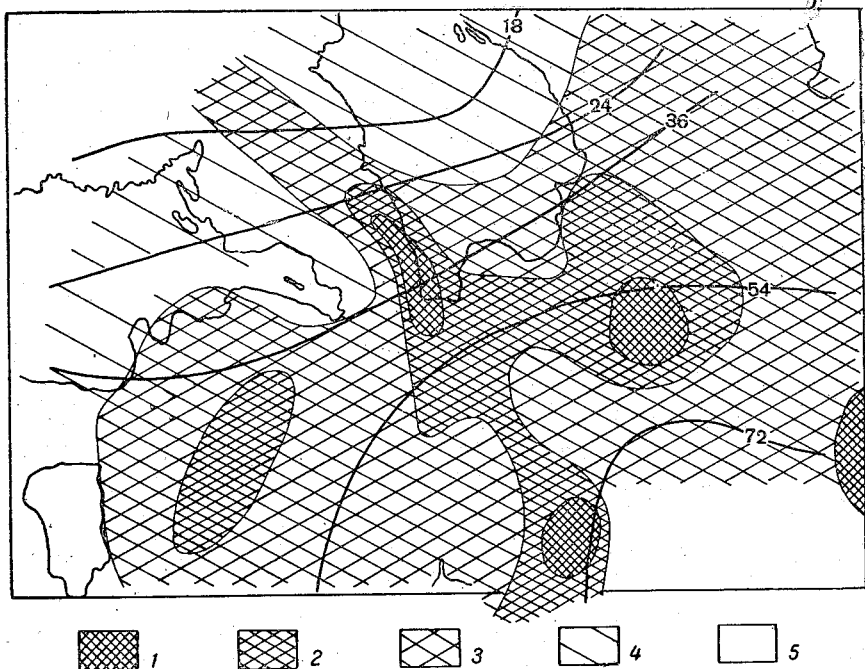


Рис. 3. Общая продолжительность гроз за летние месяцы 1961 г.
 1 — больше 100 час., 2 — 70—100 час., 3 — 50—70 час., 4 — 30—50 час., 5 — меньше 30 час. Изолинии соответствуют рис. 2.

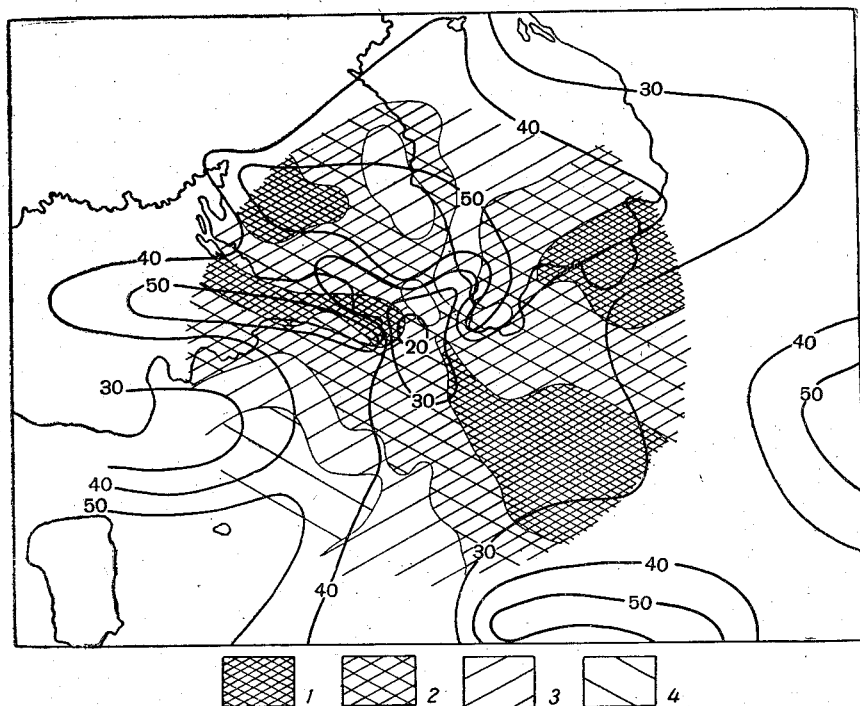


Рис. 4. Относительная повторяемость ливней и гроз в ночные часы (по Смолкиной [1]).
 1 — ($>1,2$), 2 — ($1,2-0,8$), 3 — ($0,8-0,6$), 4 — ($<0,6$). Изолинии характеризуют продолжительность ночных гроз в процентах к общей продолжительности гроз в данном месте.

то что использованы наблюдения за различные периоды). Большое число и сложная конфигурация изолиний на рис. 4 (которые, вероятно, несколько сгладятся при использовании данных за ряд лет) подтверждают вывод об изменчивости величин, характеризующих соотношение ночных и дневных гроз.

Таким образом, получена карта относительного распределения дневных гроз в Ленинградской области по данным наблюдений за атмосфериками в одном пункте.

Результаты опытных инструментальных наблюдений за грозами в радиусе до 200 км подтверждаются данными метеостанций.

ЛИТЕРАТУРА

1. Смолкина Т. И. Грозовой режим в районе Ленинграда по радиолокационным наблюдениям ст. Воейково за 1958—1959 гг. Труды ГГО, вып. 120, 1961.
2. Федорова А. А. О влиянии рельефа на повторяемость ливневых очагов по данным радиолокационной станции. Труды ЦАО, вып. 17, 1956.
3. Городова М. И. Ночные грозы на воздушных трассах Советского Союза. Труды ЦИП, вып. 81, 1961.
4. Müller-Hillebrand D. Lightning counter and results obtained in Sweden during the thunderstorm period 1958. TVF (Teknisk-Vetenskaplig Forskning), No 6, 1959.

О ПЕЛЕНГОВАНИИ БЛИЖНИХ ГРОЗОВЫХ РАЗРЯДОВ

Рассматриваются данные о необходимости выбора специальной схемы для пеленгатора ближних разрядов (до 200 км), которые не подтверждаются результатами проверки однонаправленного пеленгатора с рамочными антеннами. Пеленгаторы обычного типа сохраняют однонаправленность и имеют в большинстве случаев практически допустимые ошибки даже на самых малых расстояниях (до 20 км).

Действующие в ряде стран сети радиогониометрических пунктов снабжены длинноволновыми пеленгаторами с рамочными антеннами [2]. Целесообразность использования диапазона сверхнизких частот (порядка 5—20 кгц) для пеленгования источников атмосфериков была подтверждена многолетним опытом, в результате которого были только уточнены рабочие частоты (вместо принятых первоначально частот около 15 кгц в настоящее время применяются частоты порядка 7—10 кгц). Во время войны из-за отсутствия специальных пеленгаторов в США была сделана попытка использовать для пеленгации атмосфериков типовые навигационные пеленгаторы, работающие на коротких волнах. Эта попытка не дала положительных результатов вследствие особенностей распространения коротких волн, не позволяющих полностью охватить достаточно большой район (в который попадают зоны молчания), и большого числа искусственных помех от радиостанций [3].

Данные наблюдений сети катодных пеленгаторов освещают большую территорию (радиусом до нескольких тысяч километров), при этом, естественно, нельзя детально охарактеризовать распределение гроз внутри какого-нибудь небольшого района (размером около 100 км). Для удовлетворения ряда практических запросов необходимы дополнительные наблюдения за ближними грозами с помощью менее чувствительной аппаратуры. Учитывая особенности работы таких местных пеленгаторов, необходимо предъявлять к ним иные требования, чем к пеленгаторам, предназначенным для основной сети, не ограничиваясь изменением порога чувствительности.

Требования точности определения азимута ограничиваются угловыми размерами молний. Например, молния с горизонтальной частью длиной 3—4 км имеет на расстоянии 100 км угловой размер 2°. Более длинные междуоблачные разряды будут иметь заметные угловые размеры даже на границах выбранного района (200 км). На близких расстояниях точность определения азимута ограничивается также наличием молний сложной формы, для которых понятие середины становится несколько условным.

Как известно, навигационные радиопеленгаторы позволяют определить азимут со средней квадратической ошибкой $1-2^\circ$ [1]. При пеленгации ближних грозовых разрядов снижение аппаратных ошибок до технически возможного предела, связанное со значительным усложнением пеленгационных устройств, не может особенно заметно повлиять на результат из-за указанных особенностей самих источников (молний). Поэтому при решении поставленной задачи в большинстве случаев практически можно ограничиться точностью порядка нескольких градусов.

Пеленгаторы ближних грозовых разрядов удобно использовать для оценки местной грозовой деятельности по наблюдениям в одном пункте вместе с радиолокатором или другим прибором, позволяющим приближенно оценить расстояние до грозы, например, по амплитудам атмосфериков. Некоторые грубые ошибки в определении азимута в этом случае не так сильно влияют на общую оценку, как при работе сети пеленгаторов, потому что практически исключается главный источник ошибок, связанный с несинхронностью отсчетов. Если для каждого пеленгатора брак будет составлять 20%, то в общем для сети из трех пунктов брак повысится почти до 50%.

Не предъявляя излишних требований к точности определения азимуты, необходимо одновременно позаботиться об исключении двужначности пеленгов, без чего ценность наблюдений по местному пеленгатору резко снижается. Схемы для исключения двужначности пеленгов известны уже давно, но обычно не применяются в сетевых пеленгаторах, так как неопределенность устраняется в процессе обработки наблюдений нескольких пунктов.

Общие характеристики различных антенных систем

Стергис и Дойл [4], ссылаясь на результаты теоретических расчетов Рамзея и Дрейсбака (1928 г.), утверждают, что на расстояниях меньше одной длины волны направленность антенн резко нарушается из-за влияния индукционной составляющей поля. На расстояниях порядка $\frac{\lambda}{2\pi}$ (λ — длина волны) индукционное поле значительно больше радиационного. Ошибки, вызванные наличием поля индукции, становятся пренебрежимо малыми только на расстояниях в несколько длин волн. Если теоретическая схема полностью отвечает реальным условиям приема, пеленгаторы ближних разрядов не могут работать на частотах, обычно применяемых для регистрации атмосфериков (порядка 10 кгц; длина волны 30—40 км), и нужно переходить на более короткие волны.

Необходимо также заменить обычные рамочные антенны, приемные характеристики которых зависят от поляризации приходящей волны. На малых расстояниях от источника поляризационные ошибки особенно велики, если волны приходят под большим углом к горизонту. Для исключения поляризационных ошибок в данном случае можно применить антенны типа Эдкок, предложенные впервые в 1919 г.

Об испытании пеленгатора с антенной Эдкок

Исследуя различные типы антенн Эдкок, Стергис и Дойл [4] выбрали для своего пеленгатора Н-образную антенну, которая имеет исключительно низкие поляризационные ошибки и конструктивно удобна для настройки диаграммы направленности путем вращения.

При изготовлении пеленгатора и организации испытаний Стергис и Дойл приняли все меры для исключения возможных ошибок. Для ус-

тановки антенн была выбрана открытая ровная площадка радиусом 250 м, расположенные вокруг нее предметы возвышались не более чем на 3° над горизонтом. Антенны были укреплены на деревянных столбах. Предусилители, состоящие из одного настроенного каскада и катушечного повторителя, находились в непосредственной близости к антеннам. Дальше сигналы передавались по экранированным кабелям на входные трансформаторы усилителей, расположенных на расстоянии около 250 м. Балансировка антенн производилась по радиовещательным станциям путем подбора длины вертикальных элементов, точек подключения проводов, ведущих к предусилителям, и связи между обмотками трансформаторов, соединяющих антенны с предусилителями. Однако экспериментально снятая характеристика направленности, как видно из рисунка, приведенного в статье [4], заметно отличалась от правильной восьмерки: лепестки не были симметричны и минимумы не обращались в нуль.

В помещении, расположенном на расстоянии 250 м от антенн, находились усилители и осциллограф с фотоприставкой для автоматической регистрации всплесков на экране. В кассету фотоприставки помещалась 240 м 35-мм пленки, которая протягивалась со скоростью 0,5—1 м/сек. Благодаря фоторегистрации исключались случайные ошибки при визировании и отсчете пеленгов, связанные с эллиптичностью всплесков на экране. Образец фотозаписи, приведенный в [4], показывает, что, несмотря на предусмотренную в каналах усиления регулировку фаз, обычно наблюдались довольно широкие эллипсы с соотношением осей порядка 6 : 1.

После входного трансформатора и аттенюатора, допускающего ослабление сигнала до 100 дБ, в усилителях имелся настроенный каскад. Путем переключения контуров в анодной цепи можно было выбирать один из трех рабочих диапазонов. Точная настройка на определенную частоту производилась с помощью переменного конденсатора. Для работы использовались достаточно высокие частоты (с длиной волны порядка 0,5 км), чтобы исключить возможные ошибки за счет поля индукции.

Проверка пеленгатора производилась путем сравнения азимутов соответствующих атмосфериков с истинными азимутами, измеренными по фотографиям молний. Фотографирование участка неба производилось фотокамерой со скоростью два снимка в секунду. Угол зрения фотокамеры 40° , поэтому приходилось ограничиваться интервалом, где молнии встречались наиболее часто, ориентируя камеру в этом направлении.

Предварительные данные о точности определения азимутов молний с помощью рассмотренного пеленгатора очень ограничены. В статье [4] приводятся результаты параллельных наблюдений только для одного дня, когда было зарегистрировано 10 молний (табл. 1). На основании этой таблицы Стергис и Дойл утверждают, что при более тщательной электрической балансировке данной системы азимуты ближних разрядов можно определить с точностью до 2° .

Считая аппаратуру, рассмотренную в этом разделе, достаточно совершенной, следует подчеркнуть ряд особенностей работы [4], не позволяющих использовать эту работу при практическом решении поставленной задачи. Аппаратура исследовалась в исключительно благоприятных условиях; обычно даже на основных радиогониометрических пунктах нельзя выбрать подобные площадки для установки антенн. Не задумываясь, нужна ли точность $1\text{--}2^\circ$, авторы [4] сосредоточили на ней все внимание, забывая о других практических требованиях: необ-

ходимости обеспечить однозначность пеленгов, простоте и надежности настройки и т. д.

При использовании рамочных антенн для пеленгации ближних рядов наблюдались ошибки 20—30° [4], но это не может служить безоговорочным доказательством непригодности рамочных антенн. Данных о работе однонаправленных пеленгаторов атмосфериков на близких расстояниях, по-видимому, нет.

Таблица 1

№ пп.	Азимуты, град.		Средний азимут, град.		Разность, град.
	молнии	атмосферика	молнии	атмосферика	
1	303—317	311	310	311	—1
2	303—311	305, 311, 312	307	309	—2
3	313—321	314, 315, 320	317	316	+1
4	305—315	310	310	310	0
5	307—313	309, 311	310	310	0
6	332	335	332	335	—3
7	338	337	338	337	+1
8	310—316	317	313	317	—4
9	342—345	345, 345	344	345	—1
10	336—348	341, 343	342	342	0

Проверка однонаправленного пеленгатора с рамочными антеннами

Летом 1961 г. на Ленинградском радиогониометрическом пункте производились регулярные наблюдения с помощью однонаправленного пеленгатора, изготовленного П. С. Лыдзаром. Пеленгатор был собран по обычной схеме: сигналы от рамок после усиления поступали на вертикальные и горизонтальные пластины, а сигнал, принятый на открытую антенну, подавался через третий канал на модулирующий электрод катодно-лучевой трубки. При правильной фазировке антенного сигнала на трубке подсвечивается только часть штриха, соответствующая направлению прихода атмосферика. Учитывая большой опыт работы с длинноволновыми пеленгаторами, удобно было воспользоваться частотами, обычно применяемыми для наблюдений за атмосфериками. Рамки и все три усилителя (два рамочных и антенный) были настроены на частоту 7 кГц.

Аппаратура находилась в небольшом деревянном доме, где помещается радиогониометрический пункт. Вокруг этого пункта расположены деревянные дома, хозяйственные постройки, растут отдельные деревья и посаженные рядами кусты, поэтому нельзя выбрать открытую площадку больших размеров для установки рамочных антенн. Рамки размером 0,5×0,5 м были установлены почти у самой земли на расстоянии 10 м друг от друга. Центры рамок возвышались над поверхностью почвы всего на 0,7 м. На расстоянии 5 м от одной и 15 м от другой рамки находилась стена дома, а в 2—6 м от них стояли рамки основного пеленгатора с металлическим основанием и экраном высотой около 2 м. Закрытость горизонта h в градусах для точки, расположенной между рамками местного пеленгатора на высоте 1,5 м, характеризуется данными, приведенными в табл. 2. Для ближней рамки, находящейся в 5 м от угла дома, закрытость горизонта была еще больше.

Таким образом, в отличие от испытаний пеленгатора с антеннами Эдкока [4], при организации которых устранялись все возможные источники ошибок (не считая двузначности пеленгов), однонаправленный

пеленгатор с рамочными антеннами испытывался в обычных, т. е. достаточно нарушенных, условиях; кроме того, регистрация атмосфериков производилась в «зоне индукции» источников.

Таблица 2

Азимут, град.	$h_{\text{ср}}$ град.	Азимут, град.	$h_{\text{ср}}$ град.
0—45	3	180—225	5
45—90	10	225—270	4
90—135	9	270—315	20
135—180	12	315—360	8

Чтобы проверить показания местного пеленгатора при самых близких разрядах, когда ошибки всякого рода имеют наибольшую величину, на расстоянии 25 м от пункта было установлено простое визирное приспособление для визуального определения азимутов видимых молний. Данные о направлении на центр каждой замеченной молнии передавались в помещение пункта с помощью сельсинного указателя пеленга (СУП), состоящего из двух сельсинов. Сельсин-датчик с визиром, закрепленным на его оси, был установлен вертикально на столбе высотой около 1,2 м. Сельсин-исполнитель, снабженный стрелкой и лимбом с сигнальной лампочкой, находился в помещении пункта. Правильность ориентировки контролировалась перед каждой серией наблюдений путем визирования «миры» при наводке (0°) и перекидке (180°). В точке, где был установлен визир, нижняя часть небосвода полностью не просматривалась из-за окружающих предметов (табл. 3), поэтому молнии, вспыхивающие у самого горизонта, можно было наблюдать только в отдельных ограниченных секторах.

Таблица 3

Азимут, град.	$h_{\text{ср}}$ град.	Азимут, град.	$h_{\text{ср}}$ град.
0—45	5	180—225	6
45—90	3	225—270	9
90—135	8	270—315	8
135—180	10	315—360	12

Синхронные наблюдения по пеленгатору и СУП, организованные летом 1961 г., проводились только в дневное время (с 10 до 22 часов). При наличии близких гроз с видимыми разрядами наблюдатели записывали в специальный журнал одновременные отсчеты по лимбам двух приборов. В период наблюдений грозовая активность в Ленинградской области была довольно высокой, но непосредственно в районе пункта разряды отмечались сравнительно редко. Среди местных особенностей грозового режима этого года следует также отметить преобладание междуоблачных горизонтальных разрядов. Удары на землю составляли незначительную часть общего количества запеленгованных разрядов. Всего было зарегистрировано 83 молнии, в среднем около восьми за одну грозу (табл. 4).

Зарегистрированные разряды, как показала оценка интервалов времени между молнией и громом, находились на расстояниях от 1 до 20 км. По величине такие расстояния либо равны, либо лишь немного

превышают собственные размеры молний. Учитывая значительную протяженность молний в горизонтальном направлении, необходимо напомнить, что расхождения между отсчетами по пеленгатору и СУП могут быть вызваны как ошибками пеленгатора, так и погрешностями в определении центральной точки (особенно в тех случаях, когда не вся молния видна из-за облаков).

Наглядное представление о полученных результатах дает рис. 1, на котором каждому отдельному измерению соответствует точка с коор-

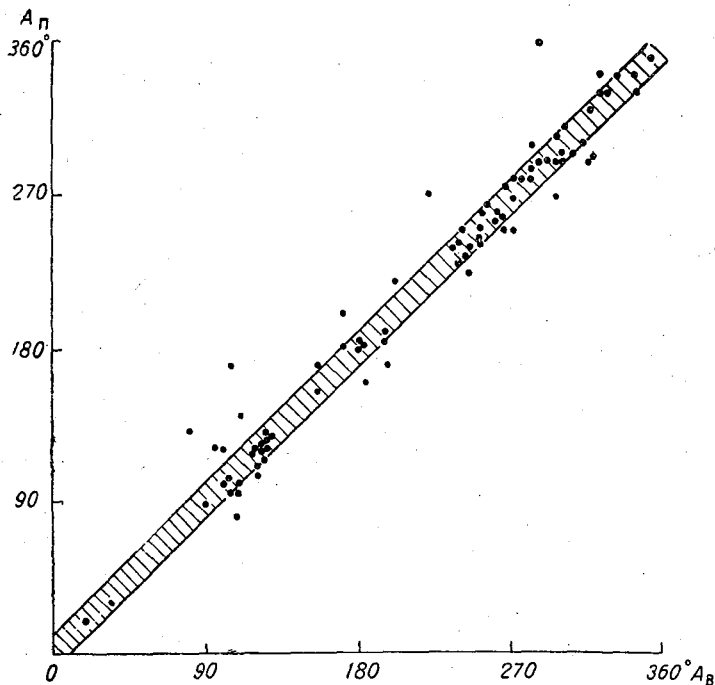


Рис. 1. Сравнение данных одновременных измерений азимутов молний.

динатами: азимут молнии $A_{в}$, измеренный визуально (абсцисса), азимут молнии по пеленгатору $A_{п}$ (ордината). При составлении этого графика использованы все имеющиеся данные без какой-либо предварительной

Таблица 4

Дата	Число молний	Примечание
15/VI	22	Размытые молнии
19/VI	15	Междуоблачные молнии
24/VI	3	Междуоблачные молнии
3/VII	7	Преимущественно междуоблачные молнии
3/VII	10	Преимущественно междуоблачные молнии
11/VII	6	
16/VII	5	Междуоблачные молнии
4/VIII	1	
8/VIII	10	
23/VIII	4	Одна вертикальная молния

отбраковки, поэтому встречаются точки, лежащие на значительном расстоянии от главной диагонали. Однако совершенно отсутствует тенденция к группировке точек вдоль второй диагонали (появление такой тенденции явилось бы признаком нарушения однонаправленности пеленгатора из-за расфазировки сигнала, принятого третьим каналом). На графике выделена штриховкой полоса, внутри которой разность азимутов $|A_{\text{в}} - A_{\text{п}}|$ не превышает по абсолютной величине 10° . В пределах этой полосы, идущей вдоль главной диагонали, находится 75% всех имеющихся точек. Как было указано выше, разности азимутов по своей величине несколько превышают действительные ошибки пеленгатора. Это дает основание считать, что в большинстве случаев ($>50\%$) ошибки пеленгатора при ближних разрядах не превышают $\pm 5^\circ$. Полученные оценки ошибок в дальнейшем будут значительно детализированы и уточнены, но уже сейчас возможность практического использования однонаправленного пеленгатора с рамочными антеннами для регистрации близких разрядов не вызывает сомнений.

Заключение

1. На небольших расстояниях (порядка нескольких километров) сохраняется однонаправленность пеленгатора с рамочными антеннами.
2. При пеленгации разрядов, находящихся на расстояниях до 20 км, ошибки длинноволнового пеленгатора с рамочными антеннами, установленного в обычных условиях, не превышают в большинстве случаев $5-10^\circ$.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ширков В. В. Основные вопросы точности радиопеленгации. Редиздат Аэрофлота, М, 1943.
2. World Meteorological Organization, WMO, No 8-TP-3. Guide to international meteorological instrument and observing practice. Suppl. No 8, april 1957.
3. Brockel H. W. Summary of the spheric program at SCEL. Proceed. Fifth weather radar conference and 139-th National meeting of A. M. S. 12—15 september 1955. Fort Monmouth, 1956.
4. Stergis C. G., Doyle J. W. Location of near lightning discharges. Recent advances in atmospheric electricity. Proceed. of the Second conference on atmospheric electricity. Ed. by L. G. Smith, London, Pergamon Press, 1958.

НЕКОТОРЫЕ СВЕДЕНИЯ О СВЯЗИ АТМОСФЕРИКОВ С НЕУСТОЙЧИВОСТЬЮ В НИЖНЕМ СЛОЕ ТРОПОСФЕРЫ

Приводятся результаты сравнения между запеленгованными очагами атмосфериков и состоянием неустойчивости атмосферы за апрель и июнь 1961 г.

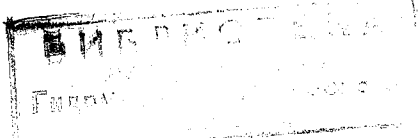
Атмосфериками называются электромагнитные импульсы, возникающие во время грозы и при некоторых других атмосферных явлениях. Изучение атмосфериков производится, с одной стороны, для решения ряда практических вопросов радиосвязи. С другой стороны, атмосферерики, приходящие иногда с очень больших расстояний, позволяют судить об атмосферных процессах, с которыми связано их возникновение. Поэтому исследование природы атмосфериков имеет значение не только для улучшения связи, но и для службы погоды как дополнительный материал, на основании которого можно судить о состоянии и развитии атмосферных процессов на больших территориях. Особое значение они приобретают для синоптиков в тех случаях, когда приходится работать с плохо освещенной, а в отдельных районах совсем неосвещенной картой погоды [1].

Выявления связи между погодой и очагами атмосфериков были проведены в Центральном институте прогнозов на материале наблюдений за 1953—1955 гг., когда работали только четыре пункта пеленгования (Москва, Ленинград, Киев и Минск). Для сравнения запеленгованных очагов атмосфериков с неустойчивостью атмосферы за апрель и июнь 1961 г. было произведено сопоставление карт очагов атмосфериков за сроки 0,3, 0,9, 15 и 21 час московского времени с приземными картами погоды за эти же сроки. Промежуточные наблюдения не брались.

Регистрация очагов атмосфериков производилась сетью катодного пеленгования европейского куста, состоящего из пяти пунктов: Москва, Ленинград, Киев, Минск и Ростов-на-Дону.

Зоны неустойчивости выявлялись по синоптическим картам качественно, на основании анализа погодных характеристик. При этом рассматривались районы, где метеостанции отмечали неустойчивую погоду с грозами и ливнями, кучево-дождевыми или мощными кучевыми облаками. Бралась также случаи, когда при отсутствии гроз вблизи очагов атмосфериков были отмечены ливневые осадки и облачность, характеризующая неустойчивое состояние атмосферы.

За апрель рассматривалась территория между $30-60^\circ$ с. ш. и $0-50^\circ$ в. д., так как зоны неустойчивости и грозовые очаги в основном располагались над этим районом. За июнь рассматриваемая пло-



щадь была несколько увеличена до 70° с. ш. и до 60° в. д., так как грозовая деятельность летом распространяется дальше на север и на восток.

На рис. 1 и 2 изображены результаты сопоставления очагов атмосфериков с зонами неустойчивости соответственно за апрель и за июнь 1961 г.

Всего за два месяца было использовано для сопоставления 458 очагов атмосфериков. В основном это были очаги интенсивные, содержащие

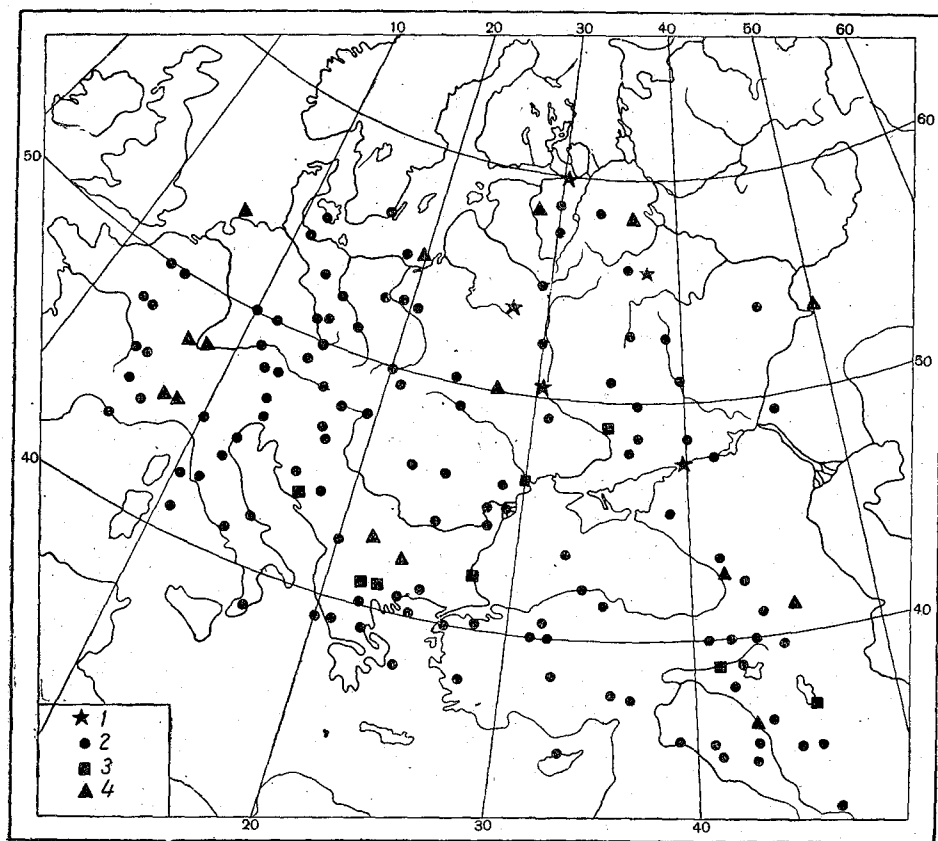


Рис. 1. Результаты сопоставления очагов атмосфериков с зонами неустойчивости за апрель 1961 г.

1 — пункты пеленгования, 2 — случаи соответствия очагов атмосфериков зонам неустойчивости, 3 — случаи несоответствия очагов атмосфериков зонам неустойчивости, 4 — грозовые очаги, незарегистрированные пеленгаторной сетью.

четыре и более запеленгованных источника. В апреле за указанные четыре срока наблюдений над рассматриваемой территорией зарегистрировано 130 очагов или групп атмосфериков (рис. 1). Из них только в девяти случаях не выявлено соответствие запеленгованных очагов атмосфериков наличию неустойчивости в нижнем слое тропосферы, что составляет около 7% всех запеленгованных очагов. Оказались не зарегистрированными пунктами катодного пеленгования 15 хорошо выраженных зон неустойчивости, сопровождавшихся грозовой деятельностью. Это составляет 10,4% рассмотренных за апрель случаев.

В июне запеленговано 328 очагов атмосфериков, из которых 16 не совпало с положением зон неустойчивости на синоптических картах, что

составляет около 5% числа запеленгованных в июне очагов. Не зарегистрировано пеленгаторной сетью 59 зон неустойчивости, сопровождающихся грозовой деятельностью, или 15,2% общего числа случаев в июне. При этом больше половины из них приходится на удаленные от центра районы и территорию с пересеченным рельефом. Кроме того, судя по данным рис. 2, случаи несоответствия очагов атмосфериков зонам неустойчивости концентрировались также в сравнительно узкой полосе,

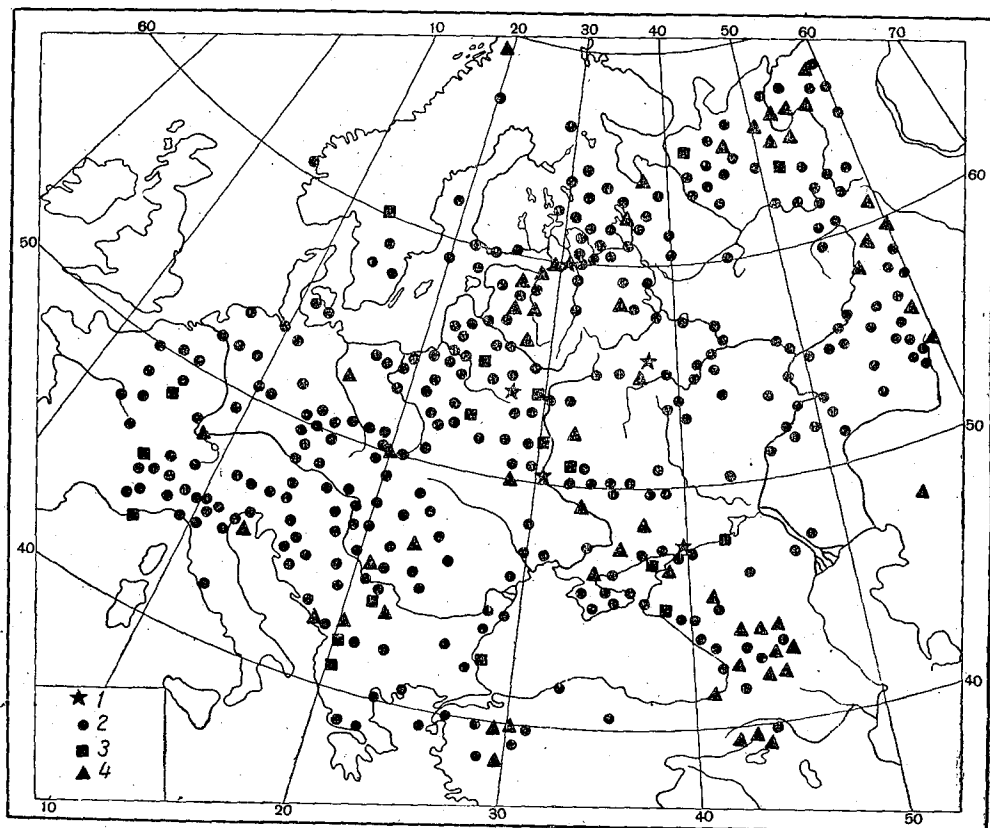


Рис. 2. Результаты сопоставления очагов атмосфериков с зонами неустойчивости за июнь 1961 г.

(Усл. обозначения см. на рис. 1).

проходящей от Ленинграда через Минск, Киев, Ростов-на-Дону на Тбилиси и Ереван параллельно базе пеленгования. Как известно, параллельные или близкие к параллельным пеленги дают значительные ошибки в определении истинного положения очагов атмосфериков.

Таким образом, запеленгованные очаги атмосфериков примерно в 5—7% случаев не совпали с зонами неустойчивости на синоптических картах. Причинами такого несовпадения в основном были сомнительные данные пеленгования (из-за отсутствия или брака азимутов с отдельных пунктов пеленгования) и плохая освещенность синоптических карт в районах расположения очагов атмосфериков. Кроме того, имели место случаи смещения зон неустойчивости на 200—300 км по сравнению с положением запеленгованных очагов атмосфериков. Значительно больше случаев (10—15%), когда хорошо выраженные зоны неустойчи-

ности, имеющие место на синоптических картах, оказались не зарегистрированными сетью катодного пеленгования. В большинстве своем эти зоны были значительно удалены от базы пеленгования при наличии вблизи нее интенсивных очагов гроз.

Наибольшее количество запеленгованных в указанные два месяца очагов и групп атмосфериков располагалось в размытых барических полях, в зоне холодных фронтов, основных и вторичных. Случаи несоответствия между зонами неустойчивости и очагами атмосфериков в большинстве своем имели место в заполняющихся областях низкого давления (старых окклюдированных циклонах, заполняющихся ложбинах) или в барических полях, не меняющих своей интенсивности, в зоне размытых фронтов.

Заключение

1. При сопоставлении очагов или групп атмосфериков с неустойчивостью атмосферы в нижнем ее слое выявлено, что между ними имеет место хорошее соответствие (93—95%).

2. Хорошо выраженные зоны неустойчивости оказались не отмеченными сетью катодного пеленгования в 10—15% случаев, причем большинство из них было значительно удалено от базы пеленгования при наличии вблизи нее интенсивных грозовых очагов. В этих случаях удаленные очаги экранировались близлежащими.

3. Целесообразно рекомендовать специалистам синоптикам при анализе аэросиноптического материала использовать данные об атмосфериках, особенно для районов с недостаточной освещенностью их метеорологическими данными.

ЛИТЕРАТУРА

1. Леушин Н. И. К вопросу о важности исследования атмосфериков и наблюдений над ними для службы погоды. Гидрометеониздат, Л., 1938.

УРОВЕНЬ АТМОСФЕРНЫХ ПОМЕХ И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГРОЗОВОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

Делается попытка найти соответствие между интенсивностью атмосферных помех и суммарной продолжительностью гроз в часах. Также устанавливаются некоторые соотношения между различными климатологическими характеристиками грозовой деятельности, рассматриваемыми на большой территории.

В настоящей работе была поставлена задача найти соответствие между интенсивностью атмосферных помех — числом разрядов — и климатологическими характеристиками грозовой деятельности, а также установить некоторые соотношения между самими климатическими характеристиками, рассматриваемыми на большой территории.

При решении первой части задачи встал вопрос, с какими же климатологическими характеристиками удобнее сравнивать атмосферные помехи.

Сначала были проведены сравнения между числом разрядов, зарегистрированных грозорегистратором типа ПРГ-1 [1] и климатологическими характеристиками. Были найдены значения коэффициентов корреляции между суммарным месячным числом разрядов, зарегистрированных прибором с порогом чувствительности 1,5 в (примерный радиус действия 20 км), полосой пропускания 6 кгц, в диапазоне частот 60—66 кгц, с одной стороны, и суммарным месячным числом дней с грозами и суммарной месячной продолжительностью гроз в часах, с другой стороны, для Тбилиси и Свердловска за летний сезон 1960 г. Эти коэффициенты приведены в табл. 1.

Таблица 1

Пункт	Коэффициент корреляции между числом дней с грозой и числом разрядов, %	Коэффициент корреляции между суммарной продолжительностью гроз и числом разрядов, %
Тбилиси . . .	0,53	0,88
Свердловск . .	0,93	0,98

В обоих случаях коэффициент корреляции между числом зарегистрированных прибором разрядов и суммарной продолжительностью

гроз выше, чем между числом разрядов и числом дней с грозой. Особенно велико это различие для Тбилиси.

В результате предварительного рассмотрения вопроса стало очевидным, что для нашей цели больше подходит такая климатологическая характеристика, как суммарная продолжительность гроз.

В качестве характеристик атмосферных помех нами использовались материалы по регистрации числа атмосферных разрядов, полученные в летний период (июнь, июль, август) 1961 г. в Свердловске, Одессе и Ленинграде. Регистрация проводилась прибором типа ПРГ-1 с той лишь разницей, что этот прибор был более чувствительным и более

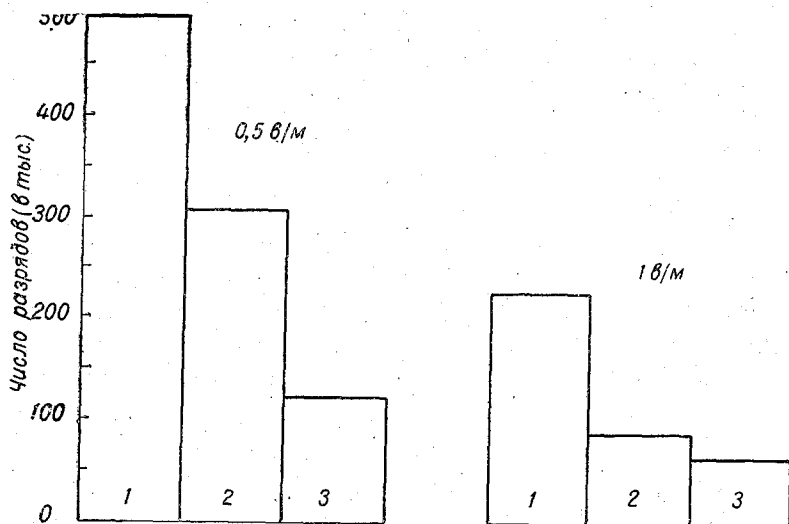


Рис. 1. Число разрядов, зарегистрированных в различных пунктах.

1 — Свердловск, 2 — Одесса, 3 — Воейково.

широкополосным (2—20 кгц). В отличие от ПРГ-1, прибор работает с согласованной антенной.

На рис. 1 приведены результаты измерений числа разрядов, создающих в месте приема напряженность поля выше 1 в/м и выше 0,5 в/м в трех пунктах: Свердловске, Одессе и Ленинграде (Воейково). Очевидно, такую сравнительно высокую напряженность поля могли создать разряды, генерируемые главным образом близкими грозами. Наибольшее число разрядов на обоих рассматриваемых уровнях было зарегистрировано в Свердловске, меньше (примерно в два раза) в Одессе, еще меньше в Воейково.

Для получения нужных сведений о суммарной продолжительности гроз на значительной площади были обработаны материалы наблюдений за грозами на метеорологических станциях, относительно равномерно расположенных на Европейской территории Советского Союза, с 1950 по 1960 г.

В результате такой обработки на карту были нанесены средние годовые продолжительности гроз в часах (рис. 2).

Нанесение данных на карту проводилось следующим образом: в квадрате размером 5° широты и 5° долготы выбиралось несколько метеорологических станций, для каждой из которых определялось среднее за 11 лет значение продолжительности гроз в часах. Затем находи-

лось среднее значение этой величины в расчете на одну станцию, которое и принималось в качестве типичного для всего квадрата.

На рис. 2 видно, что в районе Свердловска, например, наблюдается повышенная грозовая деятельность. Это, очевидно, связано с орографией

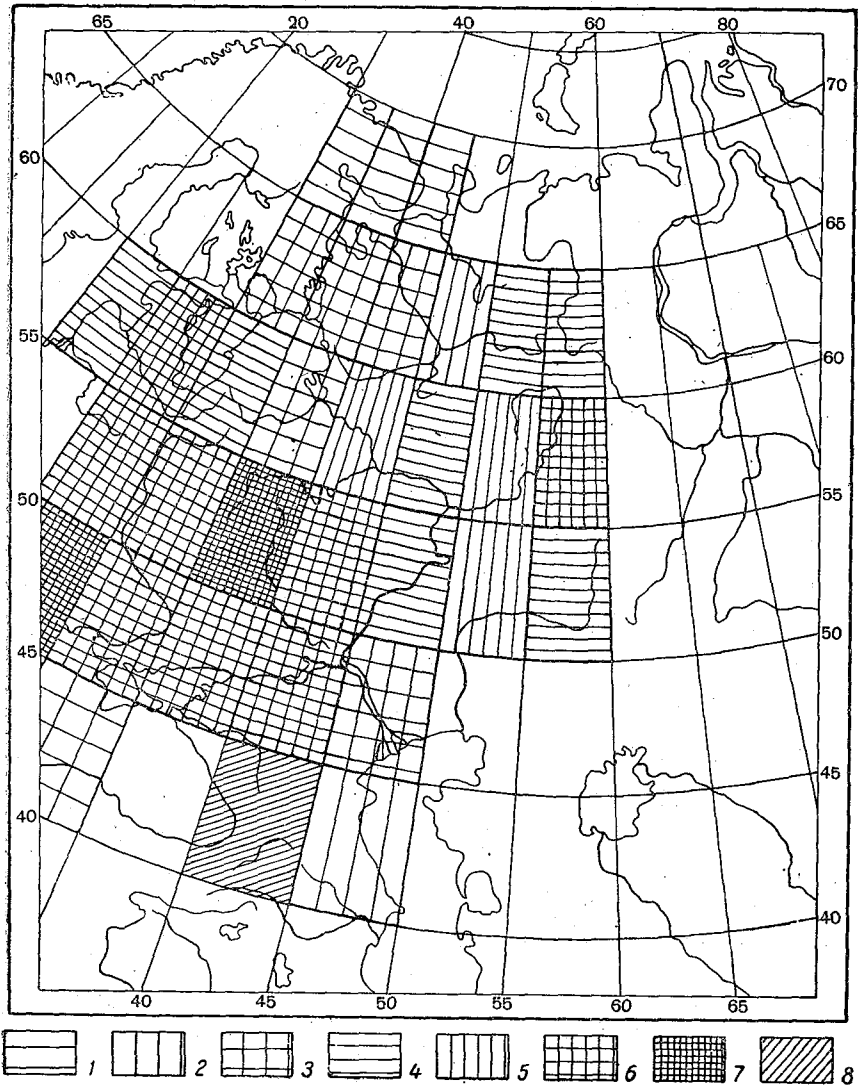


Рис. 2. Распределение средней годовой продолжительности гроз на Европейской территории Советского Союза.

Средняя годовая продолжительность гроз в часах: 1—0—10; 2—10—20; 3—20—30; 4—30—40; 5—40—50; 6—50—60; 7—60—70; 8—70—80.

места. Суммарная продолжительность гроз за год здесь составляет 60—70 час. В районе Одессы в радиусе примерно 300—500 км имеются области, где суммарная продолжительность гроз достигает также 60—70 час. Но имеются и такие области, где она составляет 30—40 и даже 20—30 час. Пониженная грозовая деятельность наблюдается в районе Ленинграда. Здесь суммарная продолжительность гроз не превышает 20—30 час.

Количество зарегистрированных разрядов выше уровня 1,0 и 0,5 в/м дано на рис. 1. Однако следует иметь в виду, что данные по числу зарегистрированных атмосфериков приводятся всего за один год (за три летних месяца, которые вносят преобладающий вклад в годовую сумму атмосфериков). Насколько эта величина близка к среднему многолетнему, из-за отсутствия данных сказать нельзя. Климатологические же характеристики приводятся на рис. 2 как среднее за 11 лет. Поэтому сделанное сравнение уровней помех и продолжительности гроз следует рассматривать как сугубо качественное.

Очевидно, что все сказанное относится к атмосферикам, создающим большие напряженности поля и, следовательно, генерируемым близкими грозами. Что касается атмосфериков низких пороговых значений, например ниже 100 мв/м, то они могут приходить с больших расстояний, превышающих размеры выбранной территории. Кроме того, уровень этих атмосфериков в значительной мере будет зависеть от условий распространения сверхдлинных радиоволн, т. е. от состояния ионосферы.

Как известно, суммарная продолжительность гроз имеет тенденцию увеличиваться по широте, как и другие климатологические характеристики гроз: число дней с грозой, число гроз, средняя продолжительность гроз (табл. 2). Однако имеются и отклонения от этого общего правила.

Таблица 2

Широта, град.	Долгота, град.								Среднее
	20—25	25—30	30—35	35—40	40—45	45—50	50—55	55—60	
Средняя годовая продолжительность гроз в часах									
65—70			8,15	8,15	8,3				8,2
60—65			22,6	28,39	22,76	43,16	35,4	35,4	31,9
55—60	39,1	51,11	37,23	28,8	42,46	39,42	48,2	53,8	42,7
50—55		50,7	51,3	71,07	58,7	38	49,43	37	49,4
45—50		62,4	50,73	53	56	20			51,3
40—45			27,7		101,6	11,6			54,8
Средняя продолжительность одной грозы в часах									
65—70			1,5	1,47	1,33				1,4
60—65			1,39	1,7	1,06	1,7	1,23	1,5	1,42
55—60	1,26	2,09	1,12	0,7	1,05	1,03			1,28
50—55		1,58	1,33	1,7		1,16	1,65	1,39	1,4
45—50		1,7	1,37	1,55	1,8	1,4			1,56
40—45			1,52		1,77	0,83			1,41
Среднее число дней с грозой									
65—70			6,8	4	2,3				4,3
60—65			12,5	17,1	12,2	21,3	16	16	15,4
55—60	23,7	26,8	16	25,8	24,3	25		29	24,3
50—55		27	31,1	32,9		27,9	23	22,4	27,4
45—50		37	22,2	27,5	28,3	12,4			26,2
40—45			17		46,9	9			29,3
Среднее число гроз									
65—70			6,5	4	2,4				4,3
60—65			14	20	15	25,7	21,5	18	18,3
55—60	26,3	31	18,5	30	25	28		34	27,4
50—55		32	37	35,7		33,5	21	25	31,4
45—50		40,3	22	32	31	14			29,4
40—45			18,6		53,7	10,5			33,4

Обычно максимальная суммарная продолжительность гроз встречается в возвышенных и смежных с ними районах. На рис. 2 видно, что области с максимальной продолжительностью гроз (более 100 час.) лежат на западных отрогах Кавказа; в районах Средне-Русской, Волыно-Подольской возвышенностей, Карпат и Среднего Урала суммарная продолжительность гроз достигает 60—70 час. Юго-восточнее Приволжской возвышенности, в засушливых районах суммарная продолжительность гроз убывает, снижаясь до 20—30 час., а на восточных склонах Кавказа, по побережью Каспийского моря, она снижается до 10—20 час.

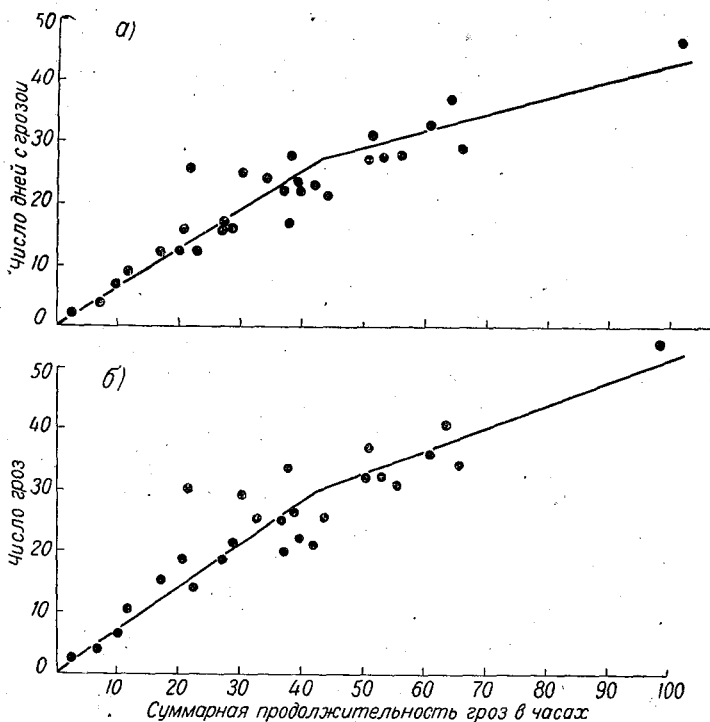


Рис. 3. Зависимость между суммарной продолжительностью гроз в часах и числом дней с грозой (а), между суммарной продолжительностью гроз и числом гроз (б).

Естественно, что существует общая тенденция к увеличению уровня атмосферных помех с уменьшением широты места наблюдения. Однако имеются локальные области, в которых можно ожидать отклонения от общего правила. Так, на Среднем Урале, Средне-Русской возвышенности, в районе Карпат должен наблюдаться высокий уровень атмосферных помех, а в районах Нижней Волги должно наблюдаться пониженное значение. В районе Мурманска уровень помех будет несколько ниже, чем в районе Ленинграда.

Интересна рассмотренная зависимость между выбранной нами основной климатологической характеристикой (суммарной продолжительностью гроз) и другими климатологическими характеристиками грозовой деятельности. На рис. 3. представлены графики зависимости между суммарной продолжительностью гроз в часах и числом дней с грозой (а), между суммарной продолжительностью гроз и числом гроз (б). Эти характеристики являются средними многолетними за 1950—1960 гг. по

каждой из метеорологических станций, расположенных равномерно по Европейской территории Советского Союза. Для этой цели использовались материалы около 30 станций. Из рис. 3 следует, что с увеличением числа дней с грозой увеличивается суммарная продолжительность гроз в часах. Однако линейной зависимости между этими величинами не существует. Кривая имеет излом примерно в области значений суммарной продолжительности, равной 40 час. Аналогичная зависимость имеет место и между числом гроз и суммарной продолжительностью гроз в часах. Это можно было ожидать, так как число гроз и число дней с грозой имеют хорошую линейную зависимость (рис. 4).

Следует отметить, что в районах с большим числом дней с грозой или с большим числом гроз в среднем грозы более продолжительны. Для ограниченной территории (одного квадрата, занимающего 2° по

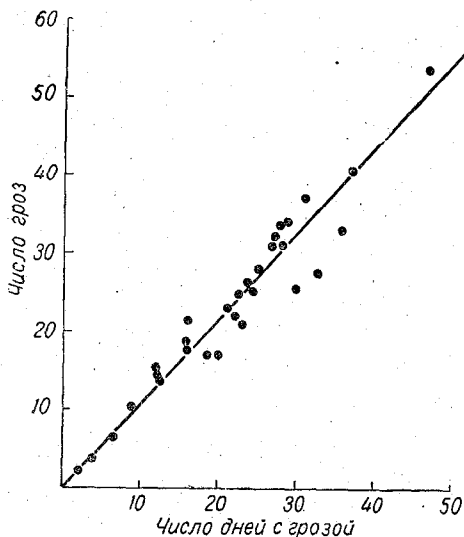


Рис. 4. Зависимость между числом дней с грозой и числом гроз.

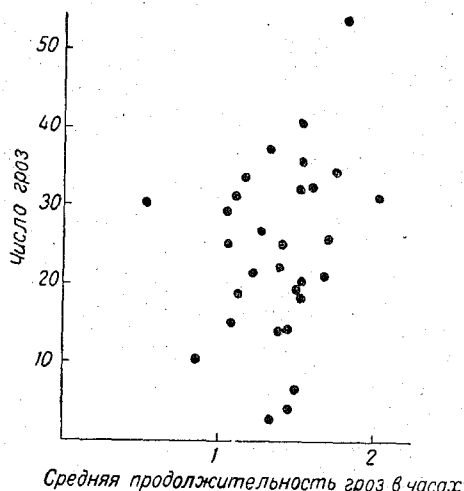


Рис. 5. Зависимость между средней продолжительностью гроз в часах и числом гроз.

широте и 6° по долготе) зависимость суммарной продолжительности от среднего числа гроз рассматривал А. Н. Лебедев [2]. Им отмечено, что между этими характеристиками обычно имеется линейная зависимость. Однако в некоторых случаях между ними нет строгого соответствия.

Интересно отметить, что между числом гроз и их средней продолжительностью отсутствует какая-либо корреляция (рис. 5).

Рассмотрим, наконец, вопрос о продолжительности отдельных гроз на Европейской территории Советского Союза. На рис. 6 представлена гистограмма продолжительности гроз в часах, из которой следует, что около 78% гроз имеют продолжительность до 2 час., около 20% составляют грозы, длящиеся от 2 до 5 час. Грозы длительностью более 10—12 час. встречаются очень редко. Так, из 10 тыс. гроз лишь две имеют длительность от 11 до 12 час. и лишь одна — от 12 до 13 час.

Можно полагать, что построение карт продолжительности гроз может быть полезным для оценки числа разрядов, приходящихся на единицу площади, если будут произведены соответствующие реперные

измерения в нескольких точках Европейской территории Советского Союза. Эти сведения могли бы быть весьма полезными для оценки вероятности поражаемости линий высоковольтных передач и электрических подстанций.

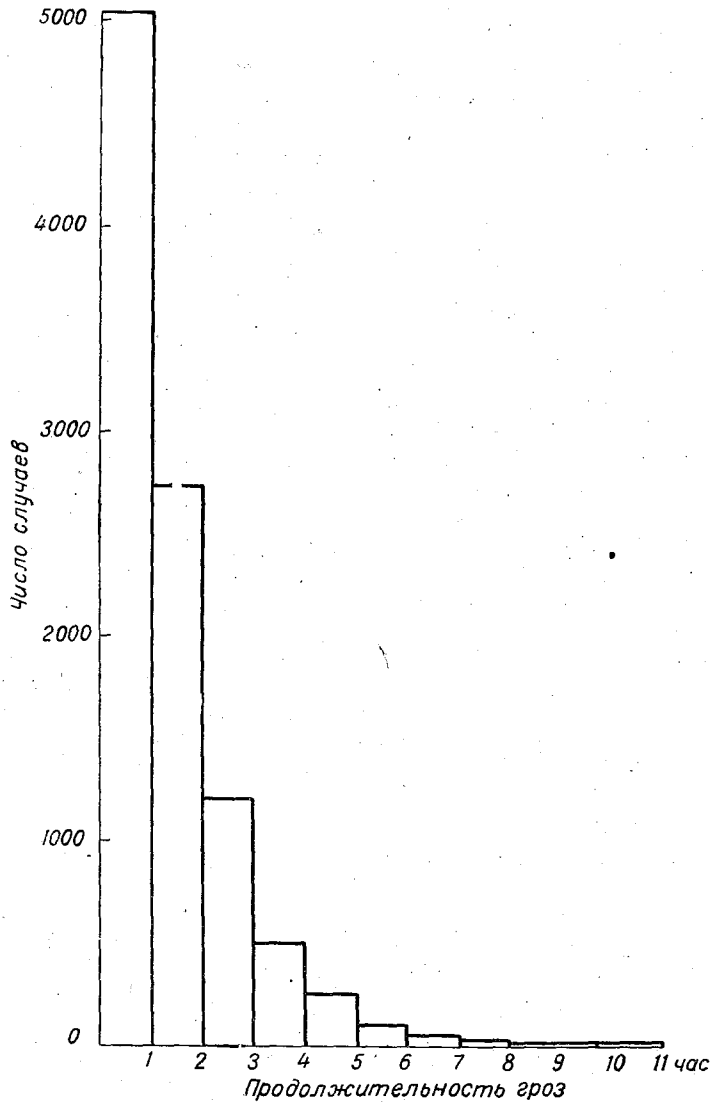


Рис. 6. Распределение продолжительности гроз в часах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Знаменский А. А. Инструментальная регистрация гроз полупроводниковым грозорегистратором ПРГ-1. Труды ГГО, вып. 110, 1960.
2. Лебедев А. Н. Продолжительность гроз на ограниченных участках территории. Труды ГГО, вып. 85, 1958.

ПОИСКИ ХАРАКТЕРИСТИК, ОПРЕДЕЛЯЮЩИХ ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ЗАРЯДЫ КАПЕЛЕК РАЗЛИЧНЫХ РАСТВОРОВ

Изложены данные, показывающие, что электрические заряды капелек, получаемых при разбрызгивании различных растворов, не являются однозначными функциями ни величины водородного показателя pH , ни электропроводности κ .

Утверждение В. Д. Решетова о существовании вполне определенной связи между электрическими зарядами капелек и величиной водородного показателя pH было опровергнуто результатами опытов, проведенных в отделе атмосферного электричества ГГО [1]. Однако сама постановка вопроса о наличии показателя, величина которого определяет электрические заряды капелек различных растворов, представляет большой интерес. В случае положительного решения этой задачи результаты отдельных разрозненных опытов укладывались бы в рамки стройной системы, создающей основу для детального исследования одного из механизмов электризации капелек.

Без дополнительных данных нельзя не только приблизиться к решению общей задачи, но даже исключить один из возможных вариантов: 1) заряды капелек q связаны однозначно с величиной водородного показателя pH , но зависимость q от pH отличается от зависимости, указанной Решетовым; 2) заряды капелек определяются величиной какого-нибудь другого показателя; 3) нет простого показателя, однозначно определяющего заряды капелек. Поэтому опыты, начатые в ГГО, были продолжены на кафедре общей физики Тартуского государственного университета (ТГУ).

Заряды и размеры капелек, получаемых при разбрызгивании различных растворов, измерялись методом Фукса—Петрянова с помощью прибора, изготовленного по указаниям Ю. Таммару в учебной мастерской ТГУ. По своему устройству этот прибор аналогичен прибору, описанному в работе [2], но вместо механической коммутации напряжения, подаваемого на электроды кюветы, в приборе ТГУ применяется электронная коммутация.

Зависимость средних арифметических зарядов капелек \bar{q} от величины pH , по данным измерений, сделанным в ТГУ, представлена на рис. 1 (кривая 2). Для сравнения на этом же рисунке дается кривая 1, построенная по данным измерений в ГГО [1]. Расхождение между кривыми 1 и 2 значительно превышает возможные ошибки измерений. Характерная точка, соответствующая перегибу кривых, лежит в одном случае около $pH \approx 3$, а в другом случае — около $pH \approx 5$. Полученные

расхождения объясняются применением различных буферных смесей.

Для опытов, проведенных в ГГО, использовались следующие основные растворы: 1) 0,2-молярный раствор двузамещенного фосфорнокислого натрия, 2) 0,1-молярный раствор лимонной кислоты.

В ТГУ растворы с определенным рН получались путем добавления к 100 мл смеси фосфорной, уксусной и борной кислот (при 0,04-молярной концентрации каждой кислоты) заданного количества 0,2-молярного раствора NaOH. Например, для получения смеси с $\text{pH} \approx 6,8$ при опытах в ГГО сливались 15,45 мл 0,2-молярного раствора двузамещенного фосфорнокислого натрия и 4,55 мл 0,1-молярного раствора лимонной кислоты (на каждые 20 мл смеси), а при опытах в ТГУ — 100 мл смеси 0,04-молярной фосфорной, уксусной и борной кислот и 50 мл 0,2-моляр-

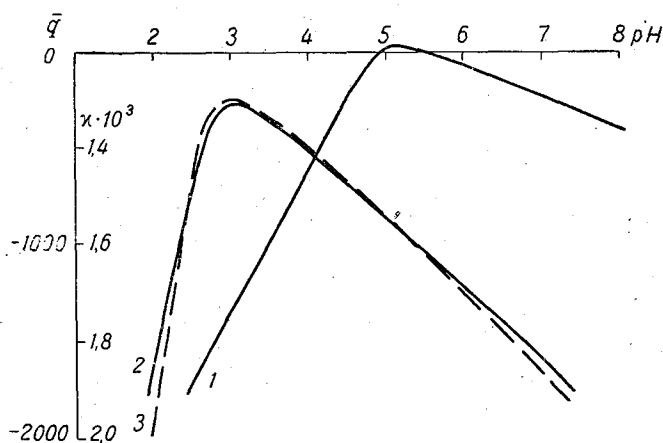


Рис. 1. Изменение электрических зарядов капелек \bar{q} в зависимости от величины водородного показателя рН.

1 — по опытам в ГГО, 2 — по опытам в ТГУ (с другими буферными смесями), 3 — зависимость κ от величины рН (для растворов, использованных в ТГУ).

ного раствора NaOH. Перед опытами всегда производились непосредственные измерения величины рН для каждой смеси с помощью рН-метра.

Полученные результаты показывают, что отпадает первый из вариантов, перечисленных в начале статьи, так как средние заряды капелек не определяются однозначно величиной рН. Подбирая другой индекс, ответственный за изменение \bar{q} , можно заметить интересную особенность. Кривые, характеризующие изменение средних зарядов \bar{q} в зависимости от величины рН (рис. 1), напоминают (в перевернутом виде) кривые, характеризующие изменение электрической проводимости κ некоторых растворов. Случаи, когда имеется подобная зависимость κ от рН, хорошо изучены в электрохимии и имеют простое теоретическое объяснение [3]. Поэтому во время опытов в ТГУ для каждого раствора измерялись как величина рН, так и значение электрической проводимости κ ($\text{ом}^{-1} \text{см}^{-1}$). Для наглядности полученная кривая $\kappa = \varphi(\text{pH})$ вычерчена на рис. 1 в перевернутом виде (кривая 3). По типу кривые 2 и 3 очень похожи друг на друга и имеют характерный перегиб при $\text{pH} \approx 3$.

Позднее по нашей просьбе в лаборатории химизма осадков ГГО были снова составлены применявшиеся ранее буферные смеси и изме-

рены соответствующие значения рН и κ . Зависимость величины κ от рН, полученная Р. Ф. Лавриненко, представлена на рис. 2. При сравнении соответствующих кривых (кривой 1 на рис. 1 и кривой на рис. 2) нельзя обнаружить даже следов какого-нибудь сходства. Следовательно, по величине электрической проводимости исходного раствора также нельзя определить электрические заряды капелек.

Продолжая опыты в ТГУ, удалось найти две разные смеси с почти одинаковым рН и почти одинаковой проводимостью. Первая смесь (I)

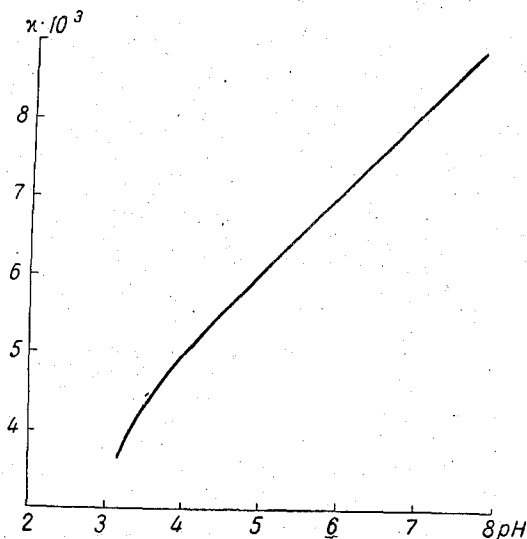


Рис. 2. Зависимость проводимости κ ом⁻¹ см⁻¹ от величины рН для буферных смесей, использованных при опытах в ГГО.

получилась перемешиванием двух растворов: 7,505 г глюкозола и 5,85 г NaCl (на 1 л) и 0,1-молярного раствора HCl, взятых в равных объемах. Вторая смесь (II) состояла из 50 мл 0,2-молярного KCl и 10,6 мл 0,2-молярного HCl, разбавленных до получения объема 200 мл. Результаты измерения зарядов капелек, полученных при разбрызгивании растворов I и II (смесей), показаны в табл. 1.

При больших значениях рН, добавляя нейтральную соль, можно увеличить электрическую проводимость раствора, оставляя рН почти неизменным. Например, при добавлении достаточного количества KCl к раствору, полученному сливанием 100 мл смеси 0,04-молярной, фосфорной,

уксусной и борной кислот и 55 мл 0,2-молярного раствора NaOH (для этого раствора рН=7,24), проводимость увеличивается в 100 раз, а рН остается близким к семи (для нового раствора рН=6,98). Средний арифметический заряд \bar{q} капелек, полученных при разбрызгивании раствора без KCl, был равен -1815 э. з. Капельки нового раствора (с KCl)

Таблица 1

Раствор	рН	$\kappa_{\text{ом см}}^{-1}$	\bar{q} э. з.
I	1,98	$99 \cdot 10^{-4}$	+710
II	2,06	$103 \cdot 10^{-4}$	-65

имели средний заряд $\bar{q} = +325$ э. з., отличающийся даже по знаку от указанной перед этим величины \bar{q} . Результаты последнего опыта в какой-то степени напоминают данные, полученные В. Г. Поздеевым [4], измерявшим концентрацию легких ионов при работе настольного гидроаэроионизатора. Поздеев нашел, что коэффициент униполярности легких ионов зависит от количества добавленной к воде NaCl (табл. 2).

Концентрация легких ионов измерялась счетчиком Эберта. В настоящее время, имея только отрывочные и не вполне сопоставимые данные, трудно сказать, имеется ли фактически связь между коэффициентом униполярности зарядов капель и коэффициентом униполярности легких ионов.

Таблица 2

Количество NaCl в ‰	0	1	3	6	9	15
Коэффициент униполярности $\left(\frac{n_+}{n_-}\right)$	0,1	0,5	0,8	1,7	2,3	2,5

Изложенные выше результаты показывают, что электрические заряды капелек не определяются ни величиной рН, ни величиной κ . Возможно, что заряды капелек, получаемых при разбрызгивании различных растворов, зависят не от полной проводимости κ , а от соотношения полярных проводимостей исходного раствора.

В заключение автор приносит глубокую благодарность своему руководителю Я. Рейнету и Р. Ф. Лавриненко.

ЛИТЕРАТУРА

1. Краав В. И. Об аэрозольной теории атмосферного электричества. Труды ГГО, вып. 120, 1961.
2. Махоткин Л. Г., Соловьев В. А. Электрические заряды капель облаков и туманов. Труды ГГО, вып. 97, 1960.
3. Скорчеллетти В. В. Теоретическая электрохимия. Госхимиздат, Л., 1959.
4. Поздеев В. Г. Настольный гидроаэронизатор. Уч. зап. Гос. н.-и. бальнеологического ин-та на Кавказских минеральных водах, т. 2 (30), 1959.

ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ТУМАНОВ В РАЙОНЕ СВЕРДЛОВСКА

Приводятся данные, характеризующие изменение атмосферно-электрических характеристик при наличии тумана (а также дымки и мглы). Отмечены некоторые расхождения с опубликованными ранее данными.

Обсерватория Высокая Дубрава расположена в типичном лесном районе восточного склона Среднего Урала. Рельеф местности носит расчлененный, холмистый характер. Приборы установлены на поляне, окруженной смешанным лесом высотой около 15 м.

Туманы наблюдаются чаще всего во второй половине лета и в начале осени (июль—сентябрь), максимум в годовом их ходе приходится на август, минимум — на март. По типам туманы распределяются следующим образом: сплошные — 40%, просвечивающие — 32% и поземные — 28% общего числа туманов.

Наиболее полные данные имеются по ходу градиента потенциала электрического поля атмосферы V' , значения которого регистрируются электрографом Бенндорфа.

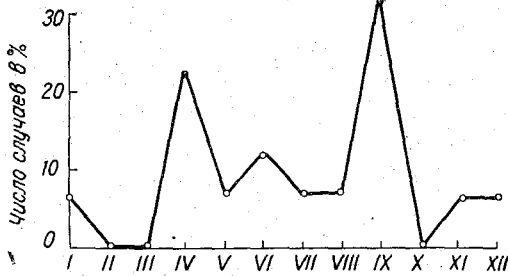


Рис. 1. Годовой ход туманов с отрицательными значениями V' (в процентах к общему числу туманов с отрицательными значениями V' хотя бы за один час).

Для характеристики изменения V' при туманах был использован материал наблюдений за 11-летний период. Хотя средние значения градиента потенциала при туманах V'^* заметно превышают среднее значение V' за весь период наблюдений ($V'^*=224$ в/м, $V'=165$ в/м), имелись отдельные случаи (5% общего числа туманов), когда наблюдались отрицательные значения V'^* . По месяцам эти аномальные случаи распределяются очень не-

равномерно, больше половины их приходится на апрель и сентябрь (рис. 1). В районе Ленинграда при сравнительно мягких и теплых зимах туманы с отрицательными значениями V'^* (хотя бы за один час) встречаются достаточно часто, составляя в итоге около 20% общего числа туманов в этом районе [1]. Причины, вызывающие появление отрицательных значений градиента потенциала при туманах, до сих пор не выяснены.

Отрицательные значения V' изредка встречаются также при дымке. Во время мглы (явления, очень редко отмечаемого в Высокой Дубраве)

отрицательных значений V' не было, вероятно, из-за малочисленности наблюдений (всего 11 случаев).

Средние значения V'^* для различных туманов могут очень сильно отличаться друг от друга; чтобы получить характеристику всей совокупности наблюдаемых значений V'^* , была подсчитана повторяемость туманов $P(V)$ в зависимости от величины $\frac{V'^*}{V'_H}$, где V'^* — среднее значение V' для каждого отдельного тумана, V'_H — среднемесячное значение V' по нормальным дням для соответствующего месяца и года.

В результате получен график зависимости $P(V)$ от величины $\frac{V'^*}{V'_H}$, представленный на рис. 2 (вместе с аналогичными графиками для дымки и мглы). Наиболее часто встречаются туманы, при которых величина $\frac{V'^*}{V'_H}$ равна примерно единице. По характеру распределения $P(V)$ этот график напоминает аналогичный график, составленный по

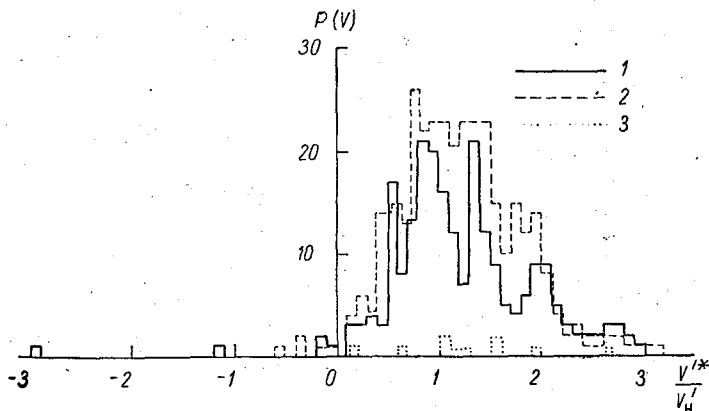


Рис. 2. Повторяемость туманов (1), дымки (2) и мглы (3) в зависимости от величины $\frac{V'^*}{V'_H}$.

наблюдениям в районе Ленинграда ([1], рис. 6), который более симметричен, чем график для района Свердловска (на последнем оказалась срезанной отрицательная часть кривой распределения $P(V)$).

Если использовать для вычисления отношений $\frac{V'^*}{V'_H}$ средние значения V' по всем дням V'_B , дисперсия кривой распределения $P(V)$ значительно уменьшается и одновременно кривая становится более симметричной (рис. 3). Кривая распределения числа туманов в зависимости от величины $\frac{V'^*}{V'_B}$ в Свердловске имеет примерно в три раза меньшую дисперсию, чем соответствующая кривая, построенная по данным наблюдений в районе Ленинграда ([1], рис. 7).

В течение двух лет в Свердловской ГМО производилась регистрация электрической проводимости воздуха λ с помощью прибора системы Имянитова [2] и срочные измерения концентрации легких ионов с помощью прибора Эберта. Средние значения полярной проводимости воздуха (в 10^{-6} э. с. е.) во время туманов (а также во время дымки и мглы) приводятся в табл. 1.

Таблица 1

Явление	λ_+	λ_-
Туман	70	58
Дымка	82	68
Мгла	85	65
Все дни	129	115

Отношение средней концентрации легких ионов при туманах n^* (54 случая) к средней концентрации из всех измерений n_B имело следующую величину для различных полярностей: $\left(\frac{n^*}{n_B}\right)_+ = 0,62$, $\left(\frac{n^*}{n_B}\right)_- = 0,72$. Вследствие известных недостатков счетчика Эберта [3] эти величины нельзя считать достаточно надежными.

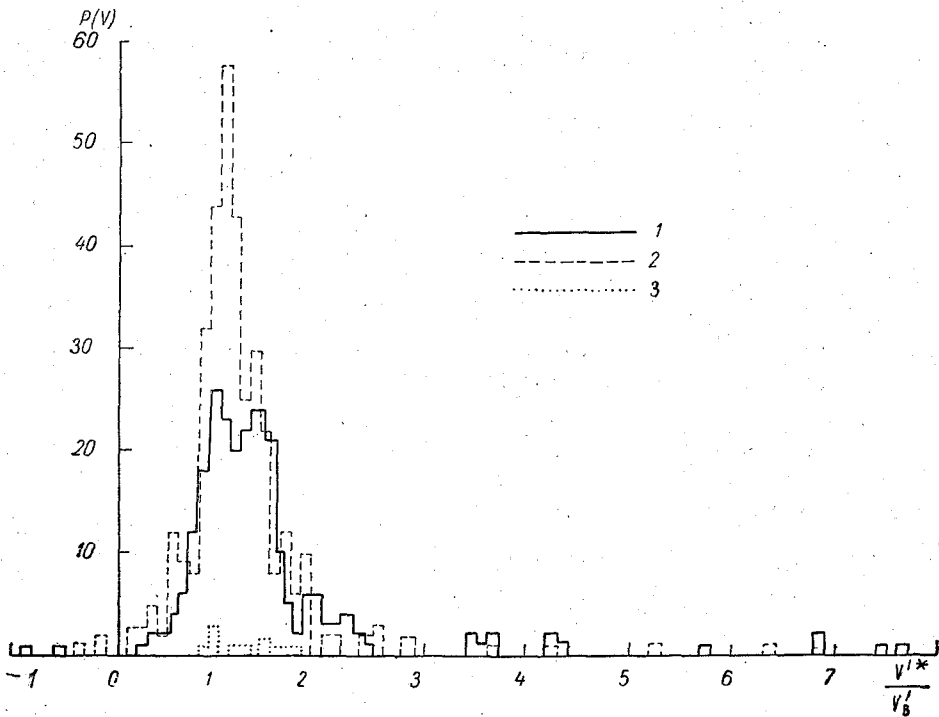


Рис. 3. Повторяемость туманов (1), дымки (2) и мглы (3) в зависимости от величины $\frac{V'^*}{V'_B}$.

В табл. 2 приводится распределение числа туманов, дымки и мглы в зависимости от величины следующих отношений: I — $\left(\frac{\lambda^*}{\lambda_B}\right)_+$, II — $\left(\frac{\lambda^*}{\lambda_H}\right)_+$, III — $\left(\frac{\lambda^*}{\lambda_B}\right)_-$, IV — $\left(\frac{\lambda^*}{\lambda_H}\right)_-$, V — $\frac{(\lambda_+ + \lambda_-)^*}{(\lambda_+ + \lambda_-)_B}$, где λ^* — среднее значение проводимости во время тумана (дымки, мглы), λ_B — среднее значение проводимости для соответствующего месяца по всем дням, λ_H — среднее значение проводимости по нормальным дням.

Таблица 2

$\frac{\lambda^*}{\lambda}$	I	II	III	IV	V
	$\equiv=\infty$	$\equiv=\infty$	$\equiv=\infty$	$\equiv=\infty$	$\equiv=\infty$
0,0—0,1	— — —	— — —	— — —	— 2 —	— —
0,1—0,2	— — —	5 — —	1 2 —	2 5 1	2 —
0,2—0,3	1 — —	2 6 2	1 — 1	7 6 —	3 —
0,3—0,4	3 1 1	7 9 1	4 1 —	5 15 1	3 —
0,4—0,5	2 4 —	4 13 —	2 3 1	7 12 1	3 3
0,5—0,6	8 7 —	4 8 1	2 6 —	1 8 —	7 1
0,6—0,7	6 6 1	4 9 —	7 5 —	3 6 1	7 3
0,7—0,8	3 8 1	1 7 —	5 8 —	1 6 2	5 3
0,8—0,9	2 12 3	1 3 2	2 8 1	1 2 1	4 9 2
0,9—1,0	1 12 3	— 2 3	2 15 3	— 7 2	4 10 2
1,0—1,1	3 6 1	— 1 1	1 9 2	— 1 —	3 7 1
1,1—1,2	— 1 1	2 5 —	— 6 3	2 — —	3 2 1
1,2—1,3	— 3 1	1 — —	2 2 —	— 1 —	2 1 1
1,3—1,4	2 2 1	— 3 —	— 1 1	— 3 —	1 1 —
1,4—1,5	— 4 —	— — —	— 1 —	— 1 —	1 1 —
1,5—1,6	— — —	— — —	1 3 —	— — —	— 1 —
1,6—1,7	1 1 —	1 — —	— — —	1 1 1	1 — —
>1,7	— 1 1	— 1 1	— — —	1 1 2	— — 1

Наиболее часто встречаются туманы, при которых среднее значение проводимости воздуха меньше обычной величины (при отсутствии тумана) примерно в два раза. Меньше изменяется проводимость при дымке и при мгле. По данным, приведенным в статье [1], в районе Ленинграда наиболее вероятное значение величины $\frac{\lambda^*}{\lambda_B}$ равно 0,3—0,4 (для туманов).

В обработке материалов наблюдений Свердловской ГМО (Высокая Дубрава) принимали участие Л. В. Кондукторова и Р. Л. Лаврова.

ЛИТЕРАТУРА

1. Махоткин Л. Г., Соловьев В. А. Электрические характеристики атмосферы при туманах. Труды ГГО, вып. 97, 1960.
2. Имянитов И. М., Зачек С. И., Иньков Б. К., Семенов К. А. Прибор для измерения электрической проводимости воздуха у поверхности Земли. Труды ГГО, вып. 110, 1961.
3. Имянитов И. М. Приборы и методы для изучения электричества атмосферы. Гостехиздат, М., 1957.

О ВАРИАЦИИ ГРАДИЕНТА ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОТЕНЦИАЛА АТМОСФЕРЫ В МИРНОМ

Приводятся данные вариации градиента электрического потенциала атмосферы по измерениям в южнополярной обсерватории Мирный во время МГГ (1958 г.), охватившим в общей сложности 81 день. Отмечается некоторое изменение формы кривой унитарной вариации градиента потенциала E — сдвиг минимальных значений к утренним часам по сравнению с данными, полученными ранее [6, 7].

В настоящей работе приводятся результаты наблюдений за градиентом потенциала E , полученные в обсерватории Мирный.

Измерения E производились электростатическим флюксометром, разработанным в Главной геофизической обсерватории [1], с записью на ленте электронным автоматическим потенциометром.

Однородная подстилающая поверхность, отсутствие открытого грунта, промышленных и почвенных радиоактивных загрязнений в Антарктиде являются причиной того, что существенную роль в суточных вариациях градиента потенциала играют унитарные изменения, ветровой и температурный режим, облачность и осадки. Наблюдения за градиентом потенциала в условиях хорошей погоды охватывают в общей сложности 81 день.

Таблица 1

	t гринвич, час.							
	0	3	6	9	12	15	18	21
$T^{\circ}C$	-7,7	-8,5	-8,4	-7,4	-5,7	-5,1	-5,2	-6,1
Число случаев	80	80	81	81	81	81	81	81
f %	59,6	58,8	57,3	57,2	57,9	58,4	58,5	58,7
Число случаев	78	78	78	78	78	78	78	78
v м/сек.	5,8	5,7	4,8	4,0	4,2	5,3	5,9	5,9
Число случаев	78	78	76	76	77	77	73	73

На рис. 1 представлены кривые вариации E для различных месяцев и за год. Кривые для января, февраля, марта, апреля, мая—октября, ноября и декабря построены по данным 15, 17, 9, 16, 10, 8 и 6 дней наблюдений соответственно. Суточный ход E за год получен суммированием всех кривых с учетом их удельных весов. Все кривые сглажены по формуле скользящих средних за час

$$b' = \frac{a + 2b + c}{4}$$

где b' — сглаженная средняя часовая величина, a — средняя за предыдущий час, b — средняя за данный час, c — средняя за последующий час.

В табл. 1 приведены суточные изменения температуры, относительной влажности и скорости ветра за 81 день. Искажение вариации E , связанное с суточным ходом этих метеорологических элементов, лежит за

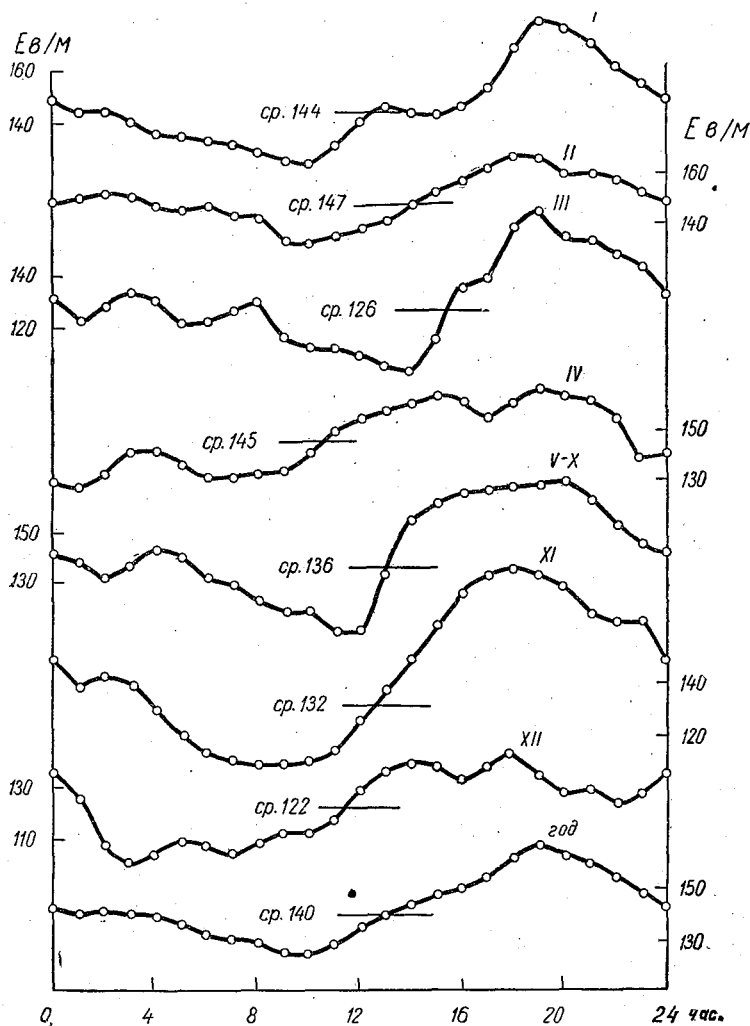


Рис. 1. Унитарная вариация градиента потенциала по наблюдениям в Мирном (1958 г.).

пределами точности измерений. Отсутствие достаточного числа ненарушенных дней в зимние и осенние месяцы не позволило построить ход градиента потенциала для каждого месяца этого периода. Поэтому на рис. 1 построена общая кривая для мая—октября. Все кривые (рис. 1) имеют хорошо выраженный максимум в 18—20 час. и размытый минимум в 6—12 час. по гринвичскому времени. Совпадение суммарной кривой унитарной вариации с кривыми, полученными нами при измерениях над океанами [2, 3], подтверждает вывод о сдвиге в наступлении

минимальных значений E к 7—11 час. по сравнению с данными, полученными ранее [6, 7].

В работах [4, 5] утверждается, что в настоящее время произошло некоторое перераспределение грозовой деятельности на земном шаре. Принимая причинную связь между наличием унитарной вариации E и грозовой деятельностью, можно ожидать изменения формы кривой унитарной вариации E . Если в настоящее время действительно произошло такое изменение, то коэффициент корреляции k_1 вариаций E , полученный над океанами в 1957—1959 гг. и в Мирном, должен быть больше, чем коэффициент корреляции k_2 , полученный при измерениях над океанами в 1916—1921 гг. и в Мирном. Расчет этих коэффициентов дает следующие результаты: $k_1=86\%$ и $k_2=81\%$.

Таким образом, можно утверждать, что в настоящее время унитарная вариация E несколько изменилась: наступление минимальных значений E сдвинулось с 2—3 час. к 7—11 час. по гринвичскому времени. Если сравнить средние величины E в различные месяцы, то получим отклонение их от среднего за год значения (в Мирном среднее за год для ясных дней $E=140$ в/м) меньше чем на 20%. Обращает на себя внимание значительное различие амплитуд E , составляющее для кривых рис. 1 56, 33, 63, 35, 58, 76 и 43 в/м соответственно, что может быть связано с суточными вариациями грозовой активности в различные месяцы и с неодинаковым количеством дней, по которым построены кривые. Однако амплитуда годовой кривой получилась равной 42 в/м, что хорошо согласуется с данными, полученными нами для океанов (амплитуда унитарной вариации для океанов равняется 43 в/м).

Близкие значения амплитуд унитарной вариации E для океанов и полярных областей южного и северного полушарий (в среднем 44 в/м) указывают на стабильное суточное изменение факторов, определяющих наличие унитарной вариации E . Необходимо отметить, что близкие значения амплитуд унитарной вариации E получаются только для большого числа дней наблюдений. Это может быть связано с постоянством средних за год суточных амплитуд площадей, занятых грозами на земном шаре. К такому выводу можно прийти, сравнивая данные Брукса [8] и Рамакришнана [9], если эти данные имеют одинаковый вес.

ЛИТЕРАТУРА

1. Имянитов И. М., Михайловская В. В., Зиганов Н. П., Стрельцова М. Б. Прибор для измерения напряженности поля атмосферы в сложных метеорологических условиях. Изв. АН СССР, сер. геофиз. № 9, 1956.
2. Лободин Т. В. Некоторые результаты исследований электрического поля над океанами. Труды ГГО, вып. 97, 1960.
3. Лободин Т. В. Меридиональный разрез градиента потенциала атмосферы по наблюдениям над океанами во время МГГ. Труды ГГО, вып. 110, 1960.
4. Арабаджи В. И. Некоторые характеристики электрического состояния грозовых облаков и грозовой деятельности. Уч. зап. Минского гос. пед. ин-та, 7, 1957.
5. Арабаджи В. И. Гроза и грозовые процессы. Изд-во Белорусского гос. ун-та, Минск, 1960.
6. Swerdrup H. U. Observation of the atmospheric-electric potential Gradient 1922—1925. Researches of the Department of Terrestrial Magnetism, vol. 6, 1927.
7. Mauchly C. I. Recent result on the diurnal variation of atmospheric electricity from observations aboard the „Carnegie“. Phys. Rev. vol 18, 1921.
8. Brooks C. E. P. The distribution of thunderstorms over the Globe. Geophysics Member 3, 24, 1925.
9. Ramakrishnan K. P. and D. S. V. Rao. Distribution of thunderstorms over the world. Indian Journal of Meteorol. and Geophys., 1. 1955.

СТАТИСТИКА ГРОЗОВЫХ РАЗРЯДОВ

Для исследования характеристик различных приборов, с помощью которых можно регистрировать грозовые разряды, используются общие статистические оценки. Получены данные о зависимости величины скачка напряженности поля от расстояния до разряда, распределении скачков поля по величине, влиянии порогового значения на количество принятых разрядов. Результаты сопоставления расчетных и экспериментальных данных подтверждают правильность выбранной статистической схемы.

Типичные особенности отдельных гроз (нерегулярность их появления, случайное распределение разрядов во времени и в пространстве) предопределяют необходимость применения статистических методов при подсчете среднего числа разрядов, приходящегося на единицу площади. Данные, полученные с помощью счетчиков грозовых разрядов, относятся к площадям, размеры которых ограничены вследствие убывания амплитуд удаленных атмосфериков. Эти данные нельзя обработать без прямого или косвенного учета статистических характеристик совокупности начальных импульсов. Только забыв об особенностях поставленной задачи, можно говорить о каких-либо практических преимуществах прибора с «идеальной» характеристикой, позволяющей относить результат «точного» подсчета числа импульсов за любой интервал времени к «точно» заданной площади. Более реальные оценки допустимых погрешностей (20—40%) указаны в последних работах [5], [6].

Конкретные расчеты, связанные с определением «эффективного радиуса» грозоотметчиков, были сделаны впервые Хорнером [7]; основную роль при этом играет функция распределения амплитуд атмосфериков. По данным ряда исследователей, амплитуды атмосфериков (около источника) распределяются по логарифмически нормальному закону, основным параметром которого является величина стандартного отклонения σ . Отдельные значения σ , полученные в результате обработки наблюдений за атмосфериками (т. е. электромагнитным излучением грозовых разрядов), заключены в пределах 4—12 дБ. Однако было замечено, что повышенные значения σ (8—12 дБ) относятся к наблюдениям удаленных очагов (на расстояниях порядка 500 км и более), когда не исключается дополнительный разброс амплитуд, связанный с условиями распространения [7]. Поэтому более надежными следует считать значения σ порядка 4—7 дБ (в среднем 5,5 дБ).

Для характеристики распределения по величине других параметров грозовых разрядов удобно пользоваться также логарифмически нормальной сеткой. В настоящее время трудно установить, имеются ли реальные отклонения от логарифмически нормального закона (когда точки не укладываются на прямую линию) или встречающиеся расхож-

дения вызваны другими причинами (ограниченностью методики наблюдений, недостаточным количеством данных и т. д.). Логарифмически нормальное распределение в первом приближении более или менее удовлетворительно описывает изменчивость различных параметров грозовых разрядов. Пользуясь графиками, приведенными в работе [5], можно составить табл. 1 ориентировочных значений стандартного отклонения σ (в дБ).

Таблица 1

Параметры молнии и статического поля	σ
Сила тока	8—10
Скорость нарастания тока	8
Переносимый заряд	11—12
Напряженность поля (без уточнения расстояния)	8—16

Познакомившись предварительно с общими статистическими закономерностями, можно использовать данные специальных измерений для уточнения характеристик грозоотметчиков и пересчетных коэффициентов.

Организация наблюдений

Летом 1961 г. на полевой базе ГГО в Воейково проводились наблюдения за изменением статического поля E_s при разрядах и за их удаленностью. Кроме того, одновременно работали два грозорегистратора с различными антеннами. Для регистрации электростатического поля использовался электростатический флюксометр, описанный в статье [1]. Расстояние до грозового разряда определялось по промежутку времени между вспышкой молнии (по данным электрических датчиков) и ударом грома, который регистрировался с помощью микрофона. Этот интервал оценивался также по визуальным наблюдениям с помощью секундомера или контрольных отметок на фотопленке. Разница между инструментальными и визуальными данными в подавляющем большинстве случаев не превышала ± 1 км.

Показания всех приборов регистрировались одновременно восьмишлейфным осциллографом на стандартной фотопленке. Отдельные шлейфы были использованы для записи E_s , ударов грома и импульсов от грозорегистраторов. Оба грозорегистратора были изготовлены в основном по схеме, описанной в статье [2], и работали на полупроводниковых триодах. Первый грозорегистратор был снабжен стандартной вертикальной антенной (высотой 3,5 м) и имел обычный для полупроводниковых приборов низкоомный вход. Во втором грозорегистраторе в качестве антенны использовался шар (радиусом 25 см) и была поставлена согласующая ячейка с высоким входным сопротивлением, состоящая из катодного повторителя, собранного на миниатюрной электронной лампе. Всего за период наблюдений было зарегистрировано около 3200 разрядов, из них примерно для 500 разрядов было определено расстояние.

Результаты регистрации статических полей

Величина скачка напряженности электростатического поля E_s , вызванного ударом молнии, зависит от расстояния R до разряда. Под влиянием ряда факторов (конечных размеров облака, объемных заря-

дов у поверхности земли и т. д.) элементарная теоретическая зависимость $E_s \sim R^{-3}$ начинает оправдываться при некоторых (не очень малых) R . Метод, использованный для определения R , позволяет охватить только сравнительно небольшие расстояния (до 10—15 км), так как дальше гром становится неразличимым на фоне шумов. Поэтому все имеющиеся данные были разбиты на группы в зависимости от расстояния до разряда (0—2, 2—4 км и т. д.). После перехода от E_s к их логарифмам ($u_s = \ln E_s$) для ряда значений аргумента u_s подсчитывалось число случаев $P(u_s, R)$, когда входящие в данную группу величины $(u_s)_1, (u_s)_2 \dots$ не превышают u_s . Значения $P(u_s, R)$ выражались

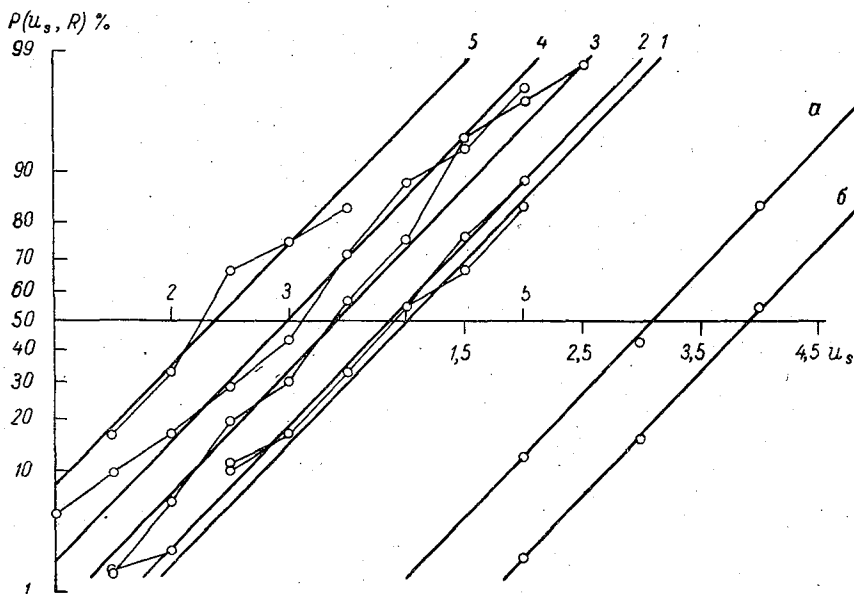


Рис. 1. График, характеризующий распределение значений $u_s = \ln E_s$ в зависимости от расстояния до источника.

1 — для интервала (0—2 км), 2 — (4—6 км), 3 — (6—8 км), 4 — (8—10 км), 5 — (12—14 км); а — (0—6 км), б — (6—14 км). Шкала u_s , относящаяся к прямым (а, б), сдвинута относительно шкалы u_s для прямых (1—5).

всегда в процентах от общего количества разрядов в данной группе.

Дальнейшую обработку целесообразно проводить графическим способом, используя вероятностную шкалу для $P(u_s, R)$ [3]. При построении этой шкалы выбирается определенный масштаб для u_s и в точках оси y , соответствующих значениям аргумента u_s', u_s'', \dots , указываются значения функции $F(u_s'), F(u_s''), \dots$, где

$$F(u_s) = \frac{100}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{u_s} e^{-\frac{x^2}{2}} dx. \quad (1)$$

По оси x дается линейная шкала для u_s (рис. 1). Экспериментальные точки с координатами $P(u_s, R)$ и u_s большей частью располагаются вдоль прямых линий, проведенных на этом графике. Следует, однако, заметить, что в отдельных группах разброс точек может быть весьма значительным, поэтому точки, относящиеся к интервалам 2—4 и 10—12 км, пришлось исключить. Результаты дополнительной обработки имеющихся данных показывают, что разброс точек носит случай-

ный характер. Действительно, точки, соответствующие двум укрупненным группам (0—6 и 6—14 км), охватывающим все рассмотренные случаи, хорошо укладываются на прямые линии *a* и *b* рис. 1. Это означает, что распределение исходных значений E_s подчиняется логарифмически нормальному закону. По наклону любой из параллельных прямых *a*, *b* (прямые 1—5 проведены также параллельно *a*, *b*) легко определить величину стандартного отклонения σ . Несложный пересчет приводит к значению $\sigma=8,3$ дБ, которое по порядку величины хорошо согласуется с указанными выше значениями σ для ряда параметров грозных разрядов (табл. 1).

По данным о расположении прямых 1—5 (рис. 1) зависимость E_s от расстояния R можно приближенно представить эмпирической формулой

$$E_s = f(R) \approx \frac{E'}{1 + \left(\frac{R}{8}\right)^3}, \quad (2)$$

где E' — некоторый коэффициент, условно принимаемый равным E_s при $R=0$, R — расстояние в километрах.

Для медианного значения $E_s = E_{sm}$ коэффициент $E' \approx 55$ в/см. При увеличении расстояния R формула (2) приводит к теоретической зависимости $E_s \sim R^{-3}$; если $R > 15$ км, пренебрегая единицей в знаменателе (2) можно написать

$$E_{sm} \approx \frac{28000}{R^3}, \quad (3)$$

так как расхождения между (2) и (3) становятся меньше возможных погрешностей формулы (2). Очевидно, что формула (3) дает заниженные значения E_s на предельно малых расстояниях ($R \approx 0$), но практически такие случаи встречаются очень редко. В этих случаях более вероятно нарушение однородности данных по техническим причинам (к отдельным пропускам приводит заливание датчика электростатического флюксметра водой при сильных ливнях и уход луча осциллографа за пределы шкалы при больших E_s). Ограниченность экспериментальных данных, относящихся к самым близким расстояниям (0—2 км), не позволяет в настоящее время уточнить зависимость $E_s = f(R)$ при $R \sim 0$. График (рис. 2) дает наглядное представление о зависимости E_s от R ,

Рис. 2. Сопоставление экспериментальных данных зависимости E_s от расстояния R с результатами расчета по эмпирической формуле (2) (кривая 1). Кривая 2 вычислена по формуле (3). На шкале ординат указаны медианные значения $E_s = E_{sm}$.

а также характеризует согласованность осредненной кривой, вычисленной по эмпирической формуле (2), с исходными экспериментальными данными. Под влиянием факторов, не учитываемых элементарной теоретической схемой, кривые, вычисленные по формулам (2) и (3), начинают резко расходиться при $R < 10$ км.

Так как для большинства зарегистрированных разрядов расстояние не удалось определить, интересно привлечь неиспользованные данные

хотя бы для качественной проверки полученных выводов. Это можно сделать, анализируя зависимость количества принятых импульсов $g(E_{0s})$, для которых $E_s \geq E_{0s}$, от порогового значения E_{0s} . С одной стороны, функция $g(E_{0s})$ определяется непосредственно по данным измерений. С другой стороны, примерный вид функции $g(E_{0s})$ указывают результаты расчета, основанного на полученных ранее выводах.

Начнем с простейшего случая, когда значения $E=f(R)$ зависят только от расстояния R (разброс в источнике отсутствует, $\sigma=0$). Очевидно, что при равномерном распределении разрядов по площади

$$g(E_0) = C [\varphi(E_0)]^2, \quad (4)$$

где φ — функция, обратная f ; C — некоторая постоянная.

Несложный, но более длинный расчет в ряде случаев приводит к простым формулам для $g(E_0)$ при $\sigma \neq 0$. Допустим, что: 1) среднее число разрядов на единицу площади не зависит от расстояния R , 2) значения E при любом фиксированном R распределяются по логарифмически нормальному закону, 3) напряженность поля изменяется обратно пропорционально некоторой степени расстояния $E \sim R^{-k}$. Тогда для определения $g(E_0) = g^*(u_0)$ достаточно вычислить значение интеграла

$$g(E_0) = g^*(u_0) = \frac{G\sqrt{2\pi}}{\sigma} \int_0^\infty R \int_{(u_0 + k \ln R)}^\infty e^{-\frac{u^2}{2\sigma^2}} du dR, \quad (5)$$

где G — среднее число разрядов на единицу площади; $u = \ln E$, $u_0 = \ln E_0$; единица для E выбрана так, чтобы среднее значение u было равно нулю при $R=1$.

Выполняя интегрирование (тем же способом, как в статье [4]), приходим к формуле

$$g^*(u_0) = e^{\frac{2\sigma^2}{k^2}} \pi G e^{-\frac{2}{k} u_0}, \quad (6)$$

или, по аналогии с (4), к формуле

$$g(E_0) = e^{\frac{2\sigma^2}{k^2}} \frac{\pi G}{2} = e^{\frac{2\sigma^2}{k^2}} C [\varphi(E_0)]^2. \quad (7)$$

Формула (7) может применяться непосредственно при анализе данных регистрации числа атмосфериков, амплитуды которых убывают обратно пропорционально расстоянию ($k=1$), и путем изменения чувствительности приборов перекрывается достаточно большой диапазон расстояний (от десятка до нескольких сотен километров). Если зависимость амплитуды сигнала от расстояния отличается от степенной зависимости, теоретические формулы для $g^*(u_0)$ становятся более сложными. Например, при наличии показательной зависимости

$$\left(\frac{E}{E_0}\right) = e^{-\beta R} \quad (8)$$

более длинный, но технически нетрудный расчет приводит к формуле

$$g^*(u_0) = \theta(\omega) G \pi \left(\frac{u_0}{\beta}\right)^2, \quad (9)$$

откуда соответственно

$$g(E_0) = \theta(\omega) C [\varphi(E_0)]^2. \quad (10)$$

Множитель $\theta(w)$ является функцией параметра $w = \frac{\sigma}{u_0}$;

$$\theta(w) = \frac{1}{2} \left\{ (1 + w^2) \left[1 - \Phi\left(\frac{1}{w}\right) \right] - \sqrt{\frac{2}{\pi}} w e^{-\frac{1}{2w^2}} \right\}, \quad (11)$$

этл $\Phi(x)$ — интеграл вероятностей равен

$$\Phi(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-x}^x e^{-\frac{t^2}{2}} dt, \quad (12)$$

$$\Phi(-x) = -\Phi(x).$$

Для упрощения записи единица для E выбрана так, чтобы среднее значение $\bar{u} = 0$ при $R = 0$ и величина σ была выражена в натуральных логарифмах (в предыдущих формулах σ берется также не в децибелах,

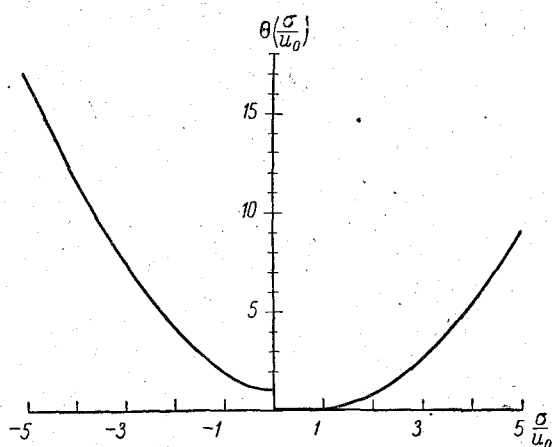


Рис. 3. Зависимость множителя $\theta(w) = \theta\left(\frac{\sigma}{u_0}\right)$ от параметра $w = \left(\frac{\sigma}{u_0}\right)$.

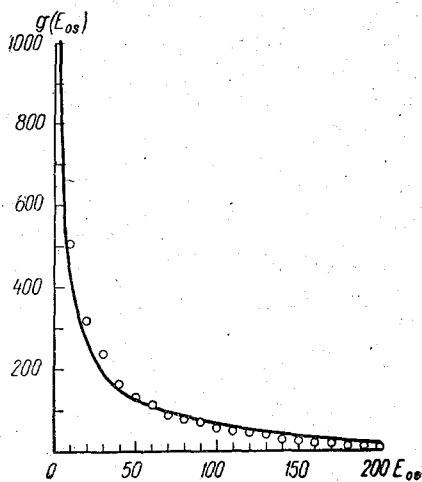


Рис. 4. Зависимость количества принятых импульсов $g(E_{0s})$, для которых $E_s > E_{0s}$ от порогового значения E_{0s} . Кривая построена по формуле (13), $a = 50$, $b = 250$.

а в натуральных логарифмах). Кривая функции $\theta(w)$ (рис. 3) состоит из двух ветвей, что связано с условиями перехода к предельному значению $\sigma = 0$ (в этом случае сигналы не могут регистрироваться при слишком высоких порогах, которым соответствуют положительные значения u_0). В этом случае появляются только признаки трудностей, препятствующих строгому выводу конечных формул для $g^*(u_0)$ при использовании некоторых эмпирических зависимостей $E = f(R)$. Специальные эмпирические формулы $E = f(R)$ приходится вводить для характеристики изменения поля как на больших, так и на малых расстояниях от разряда (< 15 км), когда теоретическая формула не дает правильных значений E .

В настоящее время нет оснований считать формулу (2) окончательным и наиболее подходящим вариантом, поэтому работа по расчету $g^*(u_0)$ с помощью методов численного интегрирования пока не оправдывается.

Ограничиваясь первым приближением, возьмем для ориентировоч-

ной характеристики $g(E_{0s})$ функцию $\varphi(E_s)$, обратную (2), и подставим ее в формулу (4)

$$g(E_{0s}) \sim a \left(\frac{b - E_{0s}}{E_{0s}} \right)^{\frac{2}{3}}, \quad (13)$$

где a и b — некоторые коэффициенты.

Выбор первого приближения для $g(E_{0s})$ в известной степени оправдывается возможностью аппроксимации $f(R)$ в довольно широком интервале степенной зависимостью, для которой выведена точная формула (7), однотипная с (4). При подходящем выборе коэффициентов a , b результаты расчета по формуле (13), по крайней мере качественно, согласуются с экспериментальными данными (рис. 4). Более точное совпадение вычисленных и наблюдаемых значений $g(E_{0s})$ было бы трудно объяснить из-за явно приближенного характера формулы (13).

Вывод основных формул, связывающих наблюдаемые величины, дает новое качественное подтверждение применимости статистического метода. Сделанное выше допущение о независимости среднего числа разрядов от расстояния R обычно оправдывается при небольших R и не требует дополнительной проверки. При $R > 30-50$ км правильность его зависит от местных условий; в некоторых случаях может потребоваться корректировка результатов расчета. Для пункта, где производились наблюдения, насколько можно судить по имеющимся данным, сделанное допущение оправдывается до $R \sim 200$ км.

Характеристика приема разрядов электростатическим прибором

Используя выводы предыдущего раздела о распределении по логарифмически нормальному закону ($\sigma = 8,3$ дБ), о зависимости E_s от расстояния (2), а также данные о количестве разрядов, принимаемых на небольших расстояниях, можно рассчитать характеристическую функцию $P(R)$. Функция $P(R)$ показывает, какой процент разрядов из точечного источника, находящегося на расстоянии R , регистрируется данным прибором. Приближенная оценка величины $P(R)$ для небольших R (в пределах 10—15 км) получается в результате обработки пленок, на которых одновременно записываются показания нескольких приборов, в том числе датчика для регистрации грома. При этом предполагается, что каждый разряд записывается хотя бы одним из сравниваемых приборов.

Кривая $P(R)$ для электростатического прибора, работавшего на второй, более грубой чувствительности, строилась следующим образом. В зависимости от расположения экспериментальных точек выбиралось ориентировочное значение R^* , для которого $P(R^*) = 50\%$. После этого по формуле (2) находились расстояния $R_1, R_2, R_3, \dots, R_i$, для которых соответственно $20 \lg \frac{E(R_1)}{E(R^*)} = -0,5\sigma$, $20 \lg \frac{E(R_2)}{E(R^*)} = -0,5\sigma$; $20 \lg \frac{E(R_3)}{E(R^*)} = \sigma, \dots$ и т. д. Значения $P(R)$ в точках R_1, R_2, \dots определяются по таблице интеграла вероятностей (12), например, если R_i соответствует величина $n\sigma$, то

$$P(R_i) = \frac{1 - \Phi(n)}{2}. \quad (14)$$

Кривая, построенная по найденным точкам, используется для корректировки R^* , необходимой для повторного расчета $P(R)$. Результаты этого расчета позволяют построить окончательную кривую, проходящую

по возможности ближе к экспериментальным точкам (рис. 5). Полученная характеристика может быть использована для вычисления эффективного радиуса \bar{R} , в данном случае $\bar{R} = 18,2$ км. Дополнительный расчет показывает, что в среднем (когда плотность разрядов не зависит от R) для 73% зарегистрированных импульсов источники расположены на расстояниях $\leq R$.

Характеристика приема разрядов грозорегистраторами

Для расчета характеристики $P(R)$ имеются следующие исходные данные: 1) теоретическая зависимость амплитуды электромагнитного импульса от расстояния $E \sim \left(\frac{1}{R}\right)$, 2) указанное выше значение $\sigma \approx 5$ дБ, 3) суммарное число разрядов, зарегистрированных каждым прибором, 4) экспериментальная оценка $P(R)$ для малых расстояний.

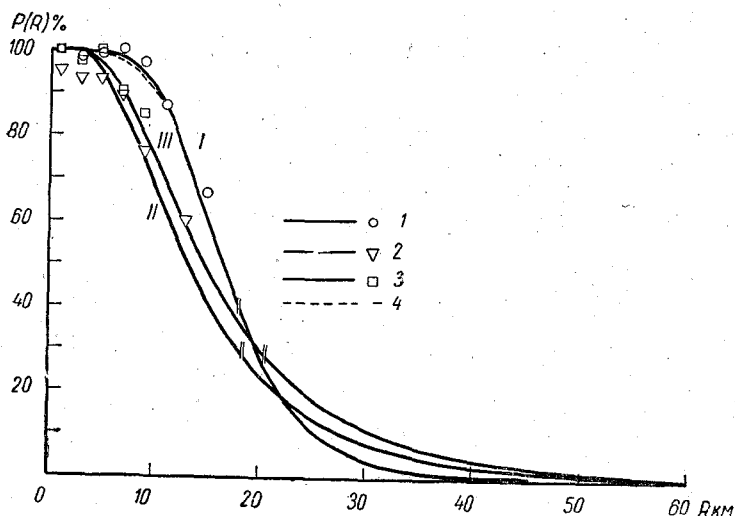


Рис. 5. Характеристики $P(R)$ для электростатического прибора (1), нормального грозорегистратора (2) и грозорегистратора с видоизмененным входом (3). Вертикальными черточками отмечены эффективные радиусы. Кривая 4 получена при использовании формулы (2), которая является уточненным вариантом первоначальной зависимости $f(R)$.

По соотношению числа разрядов, зарегистрированных электростатическим флюксометром (705), нормальным грозорегистратором (740) и грозорегистратором с видоизмененным входом (900), и зная эффективный радиус этого флюксометра (18,2 км), легко подсчитать эффективные радиусы нормального грозорегистратора (18,5 км) и грозорегистратора с видоизмененным входом (20,3 км). Одним из следствий формулы (7) является соотношение

$$\bar{R} = e^{2\sigma^2} R^*, \quad (15)$$

позволяющее вычислить R^* . После этого непосредственно находятся значения

$$P(R) = 0,5 [1 - \Phi(x)],$$

где $x = \frac{(\lg R - \lg R^*)}{\sigma}$. Вычисленные кривые качественно согласуются с экспериментальными данными (рис. 5), подтверждая этим в первом

приближении правильность выведенных формул и выбора значений отдельных параметров. Характеристики грозорегистраторов заметно отличаются от характеристик электростатического приемника. В частности, разрядам, находящимся на расстоянии $R \leq \bar{R}$, соответствует 57% зарегистрированных импульсов (по сравнению с 73% для электростатического флюксометра). Однотипность характеристик нормального грозорегистратора и грозорегистратора с видоизмененным входом объясняется тем, что уменьшение размеров антенны компенсируется увеличением согласованности ее с более высокоомным входом.

В заключение остановимся на одном факте, вызвавшем некоторое недоумение у специалистов [7]. Однотипные грозорегистраторы, работавшие одновременно в одном месте, записали в сумме практически одинаковое число разрядов. Однако одни и те же импульсы (когда грозорегистраторы срабатывали синхронно) составляли в сумме только 60% общего количества зарегистрированных разрядов. Для объяснения этого факта следует обратить внимание на количество импульсов, амплитуды которых сравнительно мало превышают порог срабатывания прибора. Совокупность этих импульсов должна иметь, вероятно, характер статистического множества, которое можно оценить только по объему, не выделяя индивидуальных элементов. По формуле (7) импульсы, амплитуды которых превышают порог не более 20%, составляют 30% общего числа зарегистрированных разрядов. Эта ориентировочная оценка показывает, что имеется достаточное количество импульсов, индивидуальные свойства которых не очень жестко лимитируются условиями выбора.

Выводы

Благодаря применению статистических методов удается связать между собой различные экспериментальные данные, наметить пути обработки и интерпретации материалов наблюдений за числом грозových разрядов. В качестве примера получены предварительные характеристики отдельных приборов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Имянитов И. М., Михайловская В. В., Зиганов Н. П., Стрельцова М. Б. Прибор для длительных измерений напряженности поля атмосферы в сложных метеорологических условиях. Изв. АН СССР, сер. геофиз. № 9, 1956.
2. Знаменский А. А. Инструментальная регистрация гроз полупроводниковым грозорегистратором ПРГ-1. Труды ГГО, вып. 110, 1960.
3. Фукс Н. А. Механика аэрозолей. Изд. АН СССР, М., 1955.
4. Махоткин Л. Г., Лыдзар П. С. Ориентировочная оценка удаленности гроз по амплитудам атмосфериков (см. настоящий сборник).
5. Müller-Hillebrand D. Zur Physik der Blitzentladung. ETZ (Elektr. technische Zeitschrift), Ausgabe A. 82, Nr 8, 232—249, 1961.
6. Brunt A. T., Mackerras D. A study of thunderstorms in Southeast Queensland. Part 2. Electrical aspects. Austral. Meteorol. Mag. (Melbourn), No 34, 29—44, 1961.
7. Horner F. The design and use of instruments for counting local lightning flashes. The Proceed. of the Institution of Electrical Eng., part B, 107, № 34, 321—330, 1960.

ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ЧИСТОТЫ ВОЗДУХА

Анализируются возможности использования различных электрических характеристик для оценки чистоты воздуха.

Почти все атмосферно-электрические элементы в большей или меньшей степени зависят от загрязненности воздуха. Иногда эта зависимость вызвана косвенными причинами и носит довольно неопределенный характер. Например, при большой запыленности воздуха возможно некоторое повышение интенсивности ионообразования q за счет накопления в нижних слоях атмосферы естественных радиоактивных продуктов, оседающих на частицах аэрозолей. Рассматривая ряд других атмосферно-электрических характеристик, можно указать случаи более непосредственной зависимости значений отдельных элементов от загрязненности воздуха. Некоторые элементы (или их комбинации) являются своеобразными индексами чистоты воздуха, интересными также с точки зрения практического приложения.

В 1941 г. Р. А. Аллик [1] назвал «электрическим фактором чистоты воздуха» величину R , определяемую формулой

$$R = \frac{k}{\beta}, \quad (1)$$

где k — средняя подвижность легких ионов, β — постоянная исчезновения легких ионов.

Простая физическая интерпретация фактора чистоты R возможна только при допущении, что средняя подвижность k является постоянной величиной. Это допущение подтверждается рядом специальных исследований, результаты которых показывают, что величина k изменяется сравнительно мало. Зависимость значений R от величины Nr [2], где N — концентрация, r — эффективный радиус аэрозольных частиц (ядер), может быть использована для оценки величины r . Аллик, связывая значения R с величиной Nr^2 , встретился с определенными противоречиями и под влиянием работы М. Н. Герасимовой [3] значительную часть изменений R относил за счет изменений k .

Данные Герасимовой и ряда других авторов относительно зависимости значений k от электрической проводимости воздуха ([2], рис. 3) в среднем удовлетворительно представляются формулой

$$k \approx \frac{3\lambda}{\lambda + 1,5}, \quad (2)$$

где k — подвижность в $\text{см}^2 \text{в}^{-1} \text{сек}^{-1}$, λ — проводимость в 10^{-4} э.с.е.

Из формулы (2) непосредственно вытекает эквивалентное ей соотношение, физически совершенно неправдоподобное,

$$\lambda \approx 4,5 \cdot 10^{-3} n - 1,5, \quad (3)$$

где n — концентрация легких ионов.

Известно, что счетчики типа Эберта для легких ионов, ранее широко распространенные, обладают серьезными дефектами и дают часто грубые ошибки при определении n [4]. По-видимому, не свободен от дефектов счетчик Герасимовой, изготовленный в одном экземпляре, утраченном более 20 лет назад. Конструктивную ошибку в другом своем счетчике (единственный экземпляр которого также утрачен) Герасимова обнаружила только при работе в экспедиционных условиях (на Эльбрусе).

Электрический фактор чистоты воздуха практически не применяется из-за отсутствия простого и надежного метода для определения величины R .

Значительно позднее Ганн [7] предложил использовать для характеристики загрязненности воздуха данные о полярной проводимости λ_+ , λ_- , утверждая, что по отношению $\frac{\lambda_+}{\lambda_-}$ можно приближенно определить концентрацию и размер присутствующих частиц (точнее, величину Nr).

Вычислить искомую величину можно по формуле

$$\frac{N^2 r^2}{q} = \frac{e^4 \left(1 - \frac{\lambda_+ k_-}{\lambda_- k_+}\right)^2}{k_1^2 T^2 \left(\ln \frac{\lambda_+}{\lambda_-}\right) \left(\frac{k_- \lambda_+}{k_+ \lambda_-}\right) \left[\alpha + \frac{4\pi e k_+ \left(1 - \frac{\lambda_+ k_-}{\lambda_- k_+}\right)}{\frac{\lambda_+}{\lambda_-} - 1} \right]}, \quad (4)$$

которая была выведена Ганном теоретически.

Для ряда величин, входящих в формулу (4), указаны стандартные значения: $k_+ = 425$ э.с.е. (подвижность ионов); $\alpha = 1,6 \cdot 10^{-6}$ (коэффициент рекомбинации); $\frac{k_+}{k_-} = 0,77$; $e = 4,8 \cdot 10^{-10}$ э.с.е.; $k_1 T = 4 \cdot 10^{-14}$ эрг (здесь k_1 постоянная Больцмана, T — абсолютная температура). Считая, что интенсивность ионообразования q меняется сравнительно мало, пользуются иногда ориентировочным средним значением $q \approx 10$. Если принять это значение q , для электрического фактора чистоты воздуха получается очень простое выражение

$$R = 67\lambda, \quad (5)$$

где R выражено в $\text{см}^2 \text{в}^{-1}$, λ — в 10^{-4} э.с.е.

Следовательно, встреченные раньше методические затруднения не решаются методом, предложенным Ганном. Кроме того, допущения, сделанные при выводе формулы (4), не оправдываются в реальных условиях.

Теория диффузии дает надежную основу для объяснения и количественной оценки тех изменений электрических характеристик, которые можно рассматривать независимо от знаков зарядов. Вопрос об изменениях, вызываемых несимметричностью каких-либо свойств относительно знаков зарядов, должен решаться на основе наблюдений [2]. Выводы статьи [2], относящиеся непосредственно к туманам, имеют бо-

лее широкое значение. Наблюдения показывают, что соотношение между λ_+ и λ_- (или между n_+ и n_-) определяется еще мало изученными факторами. Например, просматривая результаты измерений Я. Х. Рейнета и Х. Э. Маррана [5], можно заметить, что коэффициент униполярности $\frac{n_+}{n_-}$ при увеличении концентрации тяжелых ионов $N_+ + N_-$ (т. е. при увеличении запыленности) в теплое полугодие имеет тенденцию к росту, а в холодное полугодие — к падению. По Рейнету и Маррану, при дыме коэффициент униполярности обычно больше единицы, во время тумана меньше единицы [5]. Все эти замечания не позволяют считать метод Ганна сколько-нибудь обоснованным.

Румынские специалисты [6] при санитарно-гигиенических исследованиях используют ионный коэффициент загрязнения K и относительные показатели p , P . Величина коэффициента K определяется соотношением концентрации тяжелых и легких ионов.

$$K = \frac{N_+ + N_-}{n_+ + n_-} = \frac{N}{n}, \quad (6)$$

где
$$N = \frac{N_+ + N_-}{2}, \quad n = \frac{n_+ + n_-}{2}.$$

Поводом для использования ионного коэффициента K служит главным образом чувствительность его к изменениям загрязненности воздуха ([5], стр. 83). Однако каждый индекс загрязненности воздуха должен иметь определенную физическую интерпретацию, будучи связанным, например, с концентрацией аэрозольных частиц или с суммарной массой частиц в единице объема и т. д. Зная концентрацию частиц N , можно характеризовать загрязненность воздуха величинами N^3 , N^4 , N^5 ..., которые изменяются сильнее, чем ионный коэффициент K , но фактически не дают никакой дополнительной информации по сравнению с исходной величиной N , изменяющейся медленнее, чем K . Чтобы выяснить значение коэффициента K , можно воспользоваться ионизационно-рекомбинационным уравнением для стационарных условий

$$\alpha n^2 + \beta' N n - q = 0, \quad (7)$$

где α — коэффициент рекомбинации, β' — коэффициент воссоединения.

Решая это уравнение относительно n , приходим к следующей формуле:

$$nN = \frac{2q}{\beta'} \left(\frac{1}{1 + \sqrt{1 + \frac{4\alpha q}{\beta'^2 N^2}}} \right), \quad (8)$$

или, рассматривая правую часть (8) в качестве некоторого параметра M , запишем

$$nN = M. \quad (9)$$

Значения параметра M для различных условий можно подсчитать по данным одновременных измерений концентрации легких и тяжелых ионов (полагая $n = \frac{(n_+ + n_-)}{2}$; $N = \frac{(N_+ + N_-)}{2}$). В табл. 1 сопоставлены результаты соответствующих расчетов по данным измерений Рейнета и Маррана в Тарту [5] (средние месячные значения n и N), Деляну в Румынии [6] (средние n и N для отдельных пунктов), Герасимовой в Павловске [3] (средние n и N по группам, соответствующим различным значениям проводимости воздуха). Значения M расположены в табл. 1 в порядке возрастания соответствующих значений N , т. е.

в порядке возрастания запыленности воздуха. Для характеристики зависимости величины M от запыленности средние значения M вычислены отдельно для первой \bar{M}_1 и второй \bar{M}_2 половины каждого ряда.

По данным табл. 1, величина параметра M в естественных условиях изменяется в среднем сравнительно мало, так как $\bar{M}_1 \approx \bar{M}_2$ (\bar{M}_2 заметно превышает \bar{M}_1 только по данным Герасимовой; не исключено, что в этом случае изменение \bar{M} вызвано какими-то методическими погрешностями). Подставляя в формулу, определяющую величину параметра M , значение $\beta' = 4\pi rD$, где D — коэффициент диффузии, получим

$$M = \frac{q}{2\pi rD} \left(\frac{1}{1 + \sqrt{1 + \frac{4\pi q}{(4\pi rDN)^2}}} \right). \quad (10)$$

Таблица 1

Расчеты M по данным измерений					
Рейнета		Деляну		Герасимовой	
$N \cdot 10^{-3}$	$M \cdot 10^{-6}$	$N \cdot 10^{-3}$	$M \cdot 10^{-6}$	$N \cdot 10^{-3}$	$M \cdot 10^{-6}$
2,0	1,9	3,0	2,0	1,2	0,9
2,8	2,4	3,3	1,1	1,5	1,1
3,2	1,4	3,8	1,0	1,7	1,1
3,5	2,4	4,0	2,2	2,0	1,2
3,8	1,8	4,6	2,1	2,4	1,3
4,6	2,0	5,2	1,8	3,6	2,0
5,2	2,0	5,3	1,4	4,4	2,1
5,6	1,8	6,9	2,6	6,3	2,3
6,6	2,2	9,2	1,3	—	—
8,0	1,6	9,2	2,1	—	—
8,0	1,8	—	—	—	—
9,0	1,9	—	—	—	—
$\bar{M}_1 \cdot 10^{-6}$	— 2,0	—	1,7	—	1,1
$\bar{M}_2 \cdot 10^{-6}$	— 1,9	—	1,8	—	1,9

Для контроля можно оценить значение эффективного радиуса частиц r . Пользуясь полученным средним значением $M = 2 \cdot 10^6$, находим, что при $D = 3 \cdot 10^{-2}$, $q = 10$ и предельном значении выражения, стоящего в скобках, равном $\frac{1}{2}$, $r = 0,1$ мк. Эта величина, учитывая грубо ориентировочный характер сделанной оценки, не очень далека от обычно принимаемого значения r (порядка 0,1 мк).

Вследствие наличия соотношения $nN = M$ ионный коэффициент загрязнения $K = \frac{N}{n}$ оказывается практически эквивалентным величине N^2 или в конечном счете N (соответственно можно взять $\frac{1}{n^2}$ и n).

Подводя итоги, остается сделать вывод, что наиболее подходящая электрическая характеристика загрязненности воздуха сводится к оценке концентрации тяжелых ионов (или, в крайнем случае, связанной

с ней концентрации легких ионов). В частности, можно рекомендовать показатели p и P , предложенные Деляну [6]:

$$p = 100 \frac{n}{n_0}, \quad P = 100 \frac{N}{N_0}, \quad (11)$$

где n_0, N_0 — некоторые нормальные значения n, N .

В настоящее время первоочередной задачей является разработка стандартного счетчика ионов, без которого нельзя обеспечить сравнимость электрических характеристик загрязнения воздуха, измеренных в разных местах разными приборами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аллик Р. А. Об электрическом факторе чистоты воздуха. Труды НИУ ГУГМС, сер. 1, вып. 4, 1941.
2. Махоткин Л. Г., Соловьев В. А. Электрические характеристики атмосферы при туманах. Труды ГГО, вып. 97, 1960.
3. Герасимова М. Н. Содержание малых и больших ионов в атмосферном воздухе по наблюдениям в Слуцке. Труды НИУ ГУГМС, сер. 1, вып. 5, 1941.
4. Имянитов И. М. Приборы и методы для изучения электричества атмосферы. Гостехиздат, М., 1957.
5. Минх А. А. Ионизация воздуха и ее гигиеническое значение. Медгиз, М., 1958.
6. Деляну М. Ионизация как показатель интенсивности загрязнения атмосферного воздуха и зонирования промышленных центров. Гигиена и санитария, № 10, 1960.
7. Guinn R. The ratio of positive and negative light ion conductivities within a neutral aerosol space. Journal of Colloid Science, vol. 11, No 6, Dec. 1956.

ВЫБОР ЕДИНИЦ ДЛЯ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ АТМОСФЕРНО-ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ

В связи с тем, что данные о точности измерений иногда указываются только для качественной характеристики метода и не используются при обработке результатов наблюдений, предлагается некоторые практические единицы заменить более удачными.

Несколько десятков лет назад среди метеорологов обсуждался вопрос о точности наблюдений, в пределах которой полученные данные можно считать репрезентативными. При этом сразу же обнаружилось расхождение между принятой точностью измерений и реальной точностью данных. Например, температура воздуха, отсчитываемая на метеостанциях с точностью до $0,1^\circ$, может изменяться на сравнительно небольших расстояниях и за короткое время на целый градус. (Заметим, что по международному коду в синоптических телеграммах температура воздуха дается в целых градусах). При определении температуры с точностью до $0,5-1^\circ$ для средних месячных значений обеспечена точность до $0,1-0,2^\circ$, достаточная для климатологических целей [1]. Переход к новой оценке, вполне обоснованный для данного элемента, не был сделан только из-за того, что попутно с измерением температуры определяется психрометрическая разность. Ошибка в $0,5^\circ$ при определении психрометрической разности в ряде случаев приводит к слишком большим ошибкам в найденном значении влажности воздуха.

Чтобы ясно оценить роль приведенного примера, необходимо напомнить, что стандартные метеорологические термометры (психрометрическая пара) имеют шкалу с делениями через $0,2^\circ$, и, следовательно, десятые доли градуса отсчитываются точно.

Значительно хуже обстояло дело с обработкой обсерваторских атмосферно-электрических наблюдений. В большинстве обсерваторий непрерывно регистрируется только один элемент — градиент потенциала электрического поля V' . В месячных таблицах записываются значения V' в в/м.

Выберем произвольно любую таблицу, например составленную по данным наблюдений в Воейково (полевая база ГГО) за январь 1960 г. Читая подряд записанные в ней числа, начиная с первой строчки: 74, 60, 42, 46, 69, 92, 92, 106, 92..., трудно заметить сразу какую-нибудь особенность. При более внимательном просмотре наблюдается повторяемость отдельных чисел (так, в указанной последовательности три раза встречается число 92; в последовательности ... 259, 222, 222, 212, 217 222, 148... три раза повторяется число 222 и т. д.).

Подсчитаем повторяемость различных значений V' в данной месячной таблице (в скобках указано, сколько раз встречается данное

число): 0(3), 9(4), 18(2), 23(1), 28(1), 33(2), 37(4), 42(1), 46(5), 55(7), 60(2), 65(2), 66(3), 69(5), 74(9), 78(3), 84(6), 88(5), 92(3), 97(4), 100(5), 102(6), 106(4), 111(8), 116(4), 120(10), 125(3), 129(7), 133(11), 138(6), 139(3), 143(4), 148(13), 152(4), 157(9), 162(6), 166(25), 171(3), 176(7), 180(3), 185(6), 189(2), 194(3), 199(2), 200(15), 203(7), 208(5), 212(3), 213(2), 216(8), 217(4), 212(7), 227(1), 231(3), 233(7), 236(2), 240(13), 245(1), 249(5), 254(1), 259(5), 263(2), 266(23), 268(4), 270(6), 272(1), 277(5), 282(4), 286(7), 290(2), 296(3), 300(14), 305(2), 310(1), 314(4), 323(1), 324(10), 333(27), 337(2), 342(1), 346(1), 351(2), 356(1), 365(1), 366(19), 370(1), 374(2), 378(11), 388(1), 400(14), 416(3), 420(1), 425(1), 432(16), 433(16), 466(11), 486(9), 500(11), 533(18), 540(6), 566(12), 599(20), 633(7), 648(13), 666(7), 699(8), 702(7), 733(15), 756(3), 799(7), 810(4), 864(3), 866(2), 899(4), 918(4), 932(6), 966(2), 972(1), 1026(1), 1032(1), 1080(1), 1099(1), 1132(3), 1165(1), 1199(1), 1242(1), 1265(1), 1350(1), 1432(1), 1798(1), 2031(1).

Некоторые числа встречаются часто, например, 166 — 25 раз, 266 — 23 раза, 333 — 27 раз, 599 — 20 раз, многие другие числа (165, 167, 265, 267, 332, 334, 598, 600) вообще не встречаются. Нетрудно заметить, что все числа в данной месячной таблице являются округленными кратными либо величины $a=4,62$ либо величины $c=16,67$. Действительно, $0-0a$, $9-2a$, $18-4a$, $23-5a$, $28-6a$, $33-7a$, $37-8a$, $42-9a$, $46-10a$, $55-12a$, $60-13a$, $65-14a$, $66-14a$, $69-15a, \dots$, $486-105a$, $500-30c$, $533-32c$, $540-117a$, $566-34c$, $599-36c$, $633-38c$, $648-39c, \dots$, $1798-108c$, $2031-122c$.

Переход от величины a к величине c соответствует, очевидно, переходу от первой чувствительности электрографа ко второй. Результаты, полученные на основании анализа самой таблицы, без учета возможных инструментальных и методических ошибок показывают, что фактически значение V' оценивается единицами, имеющими величину порядка 5—15 в/м. Рассматриваемый пример следует признать достаточно типичным. Когда обсерватория находилась в Павловске, точность снятия ординат с ленты электрографа (до 0,5 мм) также соответствовала по напряженности поля величине порядка 5 в/м.

Примером неправильного составления являются некоторые таблицы из недавно опубликованного сборника результатов наблюдений объединенной шведско-финско-швейцарской экспедиции, работавшей на Шпицбергене во время МГГ [6]. Для станции Мэрчинсон-Бей значения V' даются в десятых долях в/м. Рассмотрим повторяемость чисел в одной из таблиц (за декабрь 1957 г., стр. 56, табл. 1, 7—5): 0(3), 71(29), 141(52), 212(96), 282(49), 353(28), 424(25), 494(9), 565(8), 636(6), 637(1), 706(7), 777(12), 847(9), 918(5), 989(2), 1059(5), 1130(5), 1201(1), 1271(5), 1341(1), 1342(1), 1412(12), 1483(4), 1554(7), 1624(5), 1695(3), 1766(2), 1836(5), 1907(4), 1977(4), 2048(2), 2119(7), 2189(2), 2260(3), 2331(3), 2401(5), 2472(2), 2542(4), 2684(2), 2754(5), 2825(7), 2896(1), 2966(3), 3037(2), 3107(1), 3178(4), 3319(2), 3390(2), 3461(2), 3531(3), 3672(1), 3743(2), 3814(2), 3955(1), 4026(2), 4096(1), 4237(7), 4379(4), 4449(1), 4520(1), 4590(1), 4591(2), 4661(1), 4802(1), 4837(1), 4873(2), 4944(1), 4950(23), 5000(24), 5156(1).

Все числа в данной таблице оказываются округленными кратными величины $d=70,62$: $0-0d$, $71-1d$, $141-2d$, $212-3d$, $282-4d$, $353-5d$, $424-6d$, $494-7d, \dots$, $1341-19d$, $1342-19d, \dots$, $4802-68d$, $4837-73d$. Произвольно выбранная единица (0,1 в/м) оказывается в данном случае почти на два порядка меньше минимального деления шкалы d , с помощью которой производилась обработка наблюдений.

В качестве исключения имеется, по-видимому, немного станций, на которых исходная шкала имеет цену деления порядка 1 в/м (благодаря чему в таблицах встречаются почти все числа в пределах некоторого интервала). К ним относится, в частности, станция Шамболя-Форе (около Парижа), наблюдения которой публиковались в работе [7]. Небольшая величина деления шкалы связана здесь с исключительно низким редуционным множителем (0,55) и, вероятно, с более точной оценкой ординат (до $\frac{1}{4}$ мм), тогда как обычно ординаты записываются с точностью до $\frac{1}{2}$ мм. При определении средней ординаты с помощью палетки [2] это дает часто только кажущееся повышение точности.

На основании всех приведенных примеров можно сделать вывод, что при традиционном способе обработки наблюдений за градиентом потенциала V' в таблицах обычно записываются лишние цифры, появляющиеся в результате арифметических действий. Недопустимость такого приема подчеркивается наличием довольно заметных инструментальных и методических ошибок. Уже при градуировке, проводимой обычно с помощью прибора класса 1—1,5, возможны ошибки порядка 2%. Не перечисляя здесь всех источников ошибок, остановимся на определении редуционного множителя. Элементарные погрешности, связанные с измерением расстояния между коллекторами, использованием дополнительного электрометра и т. д., составляют в сумме около 3%. Кроме того, возможны естественные колебания величины редуционного множителя, зависящие от перераспределения объемных зарядов.

Замечания, сделанные в начале статьи, показывают, что при хорошо разработанной аппаратуре решение вопроса о точности наблюдений (или соответственно о выборе единиц) в конечном счете определяется реальными условиями. Имея электрографы, погрешности которых не превышают 1%, уверенно отсчитывая по шкале трехзначные числа (при среднем значении V' порядка 100 в/м), нужно было бы доказать репрезентативность получаемых величин. На основании общих сведений относительно изменчивости V' предположение о целесообразности составления таблиц не в единицах, а десятках в/м (даже при существовании указанных приборов) кажется весьма правдоподобным.

С помощью приборов, работающих в обсерваториях в настоящее время, можно характеризовать V' только числом десятков в/м (учитывая погрешности переводного коэффициента $\sim 5\%$ и значение минимального деления шкалы ~ 5 в/м). Используя при составлении таблиц V' только целые числа, в качестве единицы нужно брать 10 в/м = 1 в/дм. Ошибка средних часовых значений V' за месяц (а также средних V' за сутки) примерно в 5 раз меньше ошибки V' за отдельные часы ($\sqrt{30} \sim \sqrt{24} \sim 5$). Это дает законное основание для вычисления указываемых в таблице средних значений V' до десятых в/дм (соответствующих единицам в/м). Разница между средними, полученными по старому и новому способам, совершенно незначительна. Например, по данным за январь 1960 г. были получены следующие средние часовые значения (в числителе — по старой таблице в в/м, в знаменателе — по таблице, составленной в в/дм): (207/20,8), (173/17,2), (209/20,9), (139/14,0), (160/16,0), (145/14,6), (179/18,0), (194/19,3), (235/23,5), (310/31,0), (311/31,2), (268/26,8), (289/28,8), (321/32,1), (374/37,4), (340/34,1), (350/35,0), (257/25,7), (305/30,5), (242/24,3), (322/32,3), (316/31,7), (306/30,6), (278/27,8).

Бесполезная дополнительная работа, производимая при составлении и публикации таблиц V' в в/м, приводит к лишним затратам вре-

мени при использовании полученных данных в тех случаях, когда нужны не только средние месячные (или средние суточные) величины; обычно $\frac{1}{3}$ цифр в старых таблицах V' не имеет реального значения.

В обсерваториях, где проводятся атмосферно-электрические наблюдения, кроме электрографов Бенндорфа, предназначенных для систематической непрерывной регистрации V' , имеются приборы для регистрации напряженности электрического поля E [3]. Эти приборы незаменимы для работ, связанных с изучением быстрых изменений E , наблюдаемых, например, во время близких гроз. При использовании электростатического флюксметра для постоянной записи E параллельно с электрографом Бенндорфа (или вместо электрографа) таблицы ежечасных значений E следует составлять также в десятках в/м (или в в/дм). Независимо от целесообразности такой обработки на основании общих соображений следует учитывать, что приборные ошибки (до 5%) и округление при снятии ординат не позволяют уверенно определить единицы в/м.

Подобные выводы получаются также в отношении других элементов. Систематическая регистрация плотности объемного заряда ρ и концентрации легких и тяжелых ионов n , N , к сожалению, почти нигде не производится. Приборы, используемые в настоящее время главным образом для эпизодических измерений ρ , n , N , имеют сравнительно большие погрешности (порядка 10—20%). В случае обработки срочных наблюдений ρ , n , N даже средние величины нужно указывать не более чем с двумя значащими цифрами.

За последние годы значительно увеличилось число пунктов, в которых производится регистрация электрической проводимости воздуха (λ). Для регистрации проводимости, кроме единичных установок (работающих в некоторых обсерваториях длительное время), Аллика и Шеринга [2], используется прибор, разработанный коллективом сотрудников ГГО под руководством И. М. Имянитова [4]. Инструментальные ошибки прибора Имянитова, по оценкам авторов [4], имеют величину порядка 4%. Примерно с такой же точностью работает установка Аллика. Устаревшая по конструкции установка Шеринга дает большие ошибки, в несколько раз превышающие указанную величину. Сравнение показаний нескольких приборов, установленных в одном месте, приводит к выводу, что заметные расхождения между ними могут быть связаны не только с инструментальными ошибками, но также с расположением отдельных приборов. В некоторых случаях небольшое изменение расстояния между приборами и высотой входных отверстий может привести к расхождениям, превышающим инструментальные ошибки.

При принятом способе составления месячных таблиц полярной проводимости воздуха λ_+ , λ_- за единицу измерений принимается величина, равная 10^{-6} э. с. е. Она выбрана с таким расчетом, чтобы в среднем значения λ_+ , λ_- были порядка 100. Однако последние цифры записанных значений λ_+ , λ_- (например, 7 для 67; 3 для 113; 2 для 12) нельзя считать сколько-нибудь надежными из-за сравнимости соответствующих величин с погрешностями приборов и случайными флуктуациями проводимости. Чтобы не писать лишних цифр, нужно выбрать за единицу величину, равную 10^{-5} э. с. е. При этом с десятками вычисляются только средние суточные и средние месячные значения (по часам). Средние значения, вычисленные старым и новым способами, но отличаются существенно друг от друга.

В связи с практическими запросами продолжают развиваться наб-

людения за атмосфериками, относящиеся к наиболее обособленному разделу работ по атмосферному электричеству. Увеличение числа станций, снабженных грозорегистраторами [5], требует определенной регламентации способа обработки лент и составления месячных таблиц. Для записи количества разрядов, зарегистрированных в течение часа, достаточно пользоваться не более чем двумя значащими цифрами. Например, если для двух соседних часов количество разрядов было равно 132 и 131, то при ошибке только в одну минуту эти величины могут измениться на ± 2 разряда. Следовательно, при вполне допустимых ошибках в разметке времени третья цифра становится неопределенной. Учитывая, что даже однотипные приборы не являются совершенно идентичными, целесообразно записывать часовые значения не в единицах, а в десятках разрядов, различая обозначения 0 (1—5 разрядов) и — (ни одного разряда).

Местоположение отдельных грозовых очагов может быть найдено по данным наблюдений сети радиогониометрических пунктов. Вероятные ошибки пеленгаторов, с помощью которых определяются азимуты прихода атмосфериков, имеют величину порядка 1° ; к ним нужно добавить ошибку, допускаемую при визировании вспышки (до 1°). Тем не менее лимбы пеленгаторов имели градусные деления и азимуты записывались в градусах — еще один пример несогласованности принятой единицы с реальной точностью измерений. Недавно стало известно, что подобные оценки были учтены при конструировании автоматической аппаратуры, кодирующей азимуты в новых угловых единицах — «тэта» (около $1^\circ.4$) [8]. Достаточно обоснован также выбор двухградусной шкалы, позволяющей без ущерба для точности значительно сократить объем телеграмм.

Выводы

Загромождение таблиц и различных сводок лишними цифрами, не дающими фактически никакой дополнительной информации, затрудняет получение и использование данных. По предложению автора, всем обсерваториям Гидрометслужбы было дано указание с 1 января 1961 г. составлять таблицы V' в десятках в/м (в/дм), а таблицы λ — в 10^{-5} э. с. е.

ЛИТЕРАТУРА

1. Прик З. М. О точности наблюдений и обработки температуры. Метеорология и гидрология, № 2, 1937.
2. Имянитов И. М. Приборы и методы для изучения электричества атмосферы. Гостехиздат, М., 1957.
3. Имянитов И. М., Михайловская В. В., Зиганов Н. П., Стрельцова М. Б. Прибор для длительных измерений напряженности электрического поля атмосферы в сложных метеорологических условиях. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 9, 1956.
4. Имянитов И. М., Зачек С. И., Иньков Б. К., Семенов К. А. Прибор для измерения электрической проводимости воздуха у поверхности земли. Труды ГГО, вып. 110, 1960.
5. Знаменский А. А. Инструментальная регистрация гроз полупроводниковым грозорегистратором ПРГ-1. Труды ГГО, вып. 110, 1960.
6. Lugeon J., Jonod A., Wasserfallen P., Ricker J. Mesures des parasites atmosphériques, d'électricité atmosphérique et de radioactivité de l'aire a Murchinson Bay (Spitzberg), Payerne et Zürich. Zürich, 1960.
7. Labroust J. Electricité atmosphérique. Observations faite à Chambonla-Forêt pendant l'année 1940. Annales de l'institut de physique du Globe de l'Université de Paris, t. 21, 1943 (см. также другие тома).
8. Steelman K. C. An automatic spherics telemetering and plotting system. Proceed. Fifth. weather radar conference and 139-th National meeting of the A. M. S. 12—15 september 1955, Fort Monmouth, N. J., 1956.

ОРИЕНТИРОВОЧНАЯ ОЦЕНКА УДАЛЕННОСТИ ГРОЗ ПО АМПЛИТУДАМ АТМОСФЕРИКОВ

На основании анализа различных экспериментальных и теоретических данных показано, что по амплитудам атмосфериков можно грубо оценить логарифм расстояния до близких гроз. Шкала для оценки расстояния соответствует примерно геометрической прогрессии со знаменателем 2.

Известный метод оценки расстояния до ближних гроз по амплитудам атмосфериков [1] до сих пор имеет как активных сторонников, так и серьезных противников. Многих привлекает простота этого метода. Действительно, при использовании длинных волн ошибка формулы идеальной радиопередачи не превышает 20% на расстояниях до 200—300 км [2]

$$E = \frac{d}{r}, \quad (1)$$

где E — напряженность поля, r — расстояние до источника излучения, d — коэффициент, характеризующий мощность источника.

Противники метода справедливо указывают на большие изменения коэффициента d и даже его средних значений (\bar{d}), так как количество зарегистрированных импульсов часто сравнительно невелико. Утверждение, что ошибки достигают 100% [1], если не учитывать отсутствие в ряде случаев каких-либо других данных, с первого взгляда обесценивает все остальные положительные факторы, в частности максимальную скорость получения информации. Замена формулы (1) какой-нибудь эмпирической зависимостью практически не меняет существа дела.

По новому пути, ведущему к получению необходимых оценок, пошел недавно Хорнер [9], который впервые применил определенный статистический закон при решении очень похожей задачи о подсчете числа грозозовых разрядов. Когда исходные величины имеют большие случайные флуктуации, привычные требования к точности измерений (характеризуемой допустимыми случайными ошибками) должны быть пересмотрены, так как, в конце концов, технические сложности не будут давать выигрыш как в отношении точности средних величин (норм), так и в отношении качества текущей информации. Для получения определенных выводов необходимо более детально познакомиться с амплитудным распределением близких атмосфериков.

Распределение амплитуд атмосфериков

Около 30 лет назад австралийские исследователи установили, что распределение амплитуд близких атмосфериков (из одного источника) не подчиняется закону Гаусса, т. е. отличается от «нормального». В та-

ких случаях пользуются следующим часто приводящим к положительным результатам приемом: вместо распределения данной величины x рассматривают распределение $\lg x$, сравнивая его с нормальным. Применяя этот метод, австралийские исследователи нашли, что распределение амплитуд атмосфериков (около источника) описывается логарифмически нормальным законом. Позднее Хорнер подтвердил этот вывод при обработке наблюдений, проведенных в Англии [10]. Пользуясь данными, приведенными Хорнером в статье [11], можно показать, что и на высоких частотах (11 мгц) распределение амплитуд атмосфериков согласуется с логарифмически нормальным законом.

В настоящее время не установлено, является ли выражение для логарифмически нормального закона только удобной эмпирической формулой или имеет более глубокие основания. Этот закон применяется в самых разнообразных областях — от биологии (при обработке результатов испытаний действия ядов) [3] до физики облаков (для описания распределения облачных капель по размерам), но теоретически условия его применимости почти не исследованы. Имеющееся положение можно характеризовать следующим примером.

А. Н. Колмогоров теоретически доказал, что в процессе дробления (при довольно общих условиях) распределение частиц по размерам стремится в пределе к логарифмически нормальному. При коагуляции частиц исходного монодисперсного аэрозоля по расчетам М. Смолуховского получается распределение, отличающееся от логарифмически нормального [4]. Так как в непогожевых мелкокапельных облаках процессы дробления определенно не имеют места, можно думать, что в данном случае больше подходит схема Смолуховского, а не Колмогорова. Между тем, как показал Л. М. Левин [4], экспериментальные данные о размерах капелек приводят к логарифмически нормальному распределению и не могут быть описаны распределением Смолуховского. Логарифмически нормальное распределение частиц по размерам получается также и для других аэрозолей дисперсионного и конденсационного происхождения [5]. Но даже процесс дробления теоретически (в зависимости от сделанных предположений) может приводить к предельным законам, отличным от логарифмически нормального [6].

В дальнейшем весьма важно выяснить, почему амплитудное распределение атмосфериков (в источнике) довольно строго подчиняется логарифмически нормальному закону. Соответствующее выражение может быть использовано сейчас в качестве достаточно надежной эмпирической формулы.

Соотношение, связывающее наблюдаемые величины

В большинстве случаев отсутствуют достаточно полные данные о расположении источников отдельных атмосфериков, о средних амплитудах атмосфериков; небольшие изолированные очаги, не сопровождаемые грозами в других местах, редко встречаются на ограниченной территории (в радиусе порядка 200 км). Все это затрудняет непосредственный выбор исходных характеристик и оценку работы аппаратуры, предназначенной для ориентировочного определения расстояния до грозных очагов.

Наиболее доступными в ближайшее время будут данные о числе зарегистрированных разрядов, получаемые с помощью удобных и надежных полупроводниковых приборов, например, типа, описанного в статье [7]. Несколько однотипных приборов с разными порогами срабатывания (E_0, E_0', E_0'', \dots), установленных в одном месте, дадут сведения о числе

зарегистрированных грозных разрядов $g(E_0)$, $g(E_0')$, $g(E_0'')$, ... С другой стороны, при определенных условиях соотношение между величинами $g(E_0)$, $g(E_0')$, $g(E_0'')$, ... может быть получено расчетным путем.

Допустим, что:

1) среднее число G грозных разрядов на единицу площади не зависит от расстояния до пункта D ,

2) амплитуды напряженности поля атмосфериков E убывают обратно пропорционально расстоянию D ; при подходящем выборе единицы длины

$$E = \frac{1}{D}, \quad (1a)$$

3) амплитуды атмосфериков из каждого источника распределяются по логарифмически нормальному закону, т. е. при $u = \ln E$ вероятность $P(u)$ определяется формулой

$$P(u) = \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{u^2}{2\sigma^2}}, \quad (2)$$

где σ — стандартное отклонение.

Тогда число разрядов g_1 , принятых из источника, находящегося на единичном расстоянии, и имеющих достаточно большую амплитуду ($u > u_0$), равно

$$g_1 = \frac{G}{\sigma \sqrt{2\pi}} \int_{u_0}^{\infty} e^{-\frac{u^2}{2\sigma^2}} du. \quad (3)$$

Обозначив $t = \ln D$, получим

$$D = e^t, \quad dD = e^t dt. \quad (4)$$

Можно написать следующее выражение для числа разрядов, зарегистрированных прибором, порогу срабатывания которого соответствует величина u_0 :

$$g^*(u_0) = G \frac{\sqrt{2\pi}}{\sigma} \int_{-\infty}^{\infty} e^{2t} \int_{u_0+t}^{\infty} e^{-\frac{u^2}{2\sigma^2}} du dt. \quad (5)$$

Интегрируем это выражение по частям:

$$g^*(u_0) = \left[G \frac{\sqrt{2\pi}}{2\sigma} e^{2t} \int_{u_0+t}^{\infty} e^{-\frac{u^2}{2\sigma^2}} du \right]_{-\infty}^{\infty} - G \frac{\sqrt{2\pi}}{2\sigma} \int_{-\infty}^{\infty} e^{2t - \frac{(u_0+t)^2}{2\sigma^2}} dt. \quad (6)$$

Первый член в (6) равен нулю, поэтому

$$g^*(u_0) = G \frac{\sqrt{2\pi}}{2\sigma} \int_{-\infty}^{\infty} e^{2t - \frac{(u_0+t)^2}{2\sigma^2}} dt = G \frac{\sqrt{2\pi}}{2\sigma} e^{-\frac{u_0^2}{2\sigma^2}} \int_{-\infty}^{\infty} e^{-\frac{t^2}{2\sigma^2} + \left(2 - \frac{u_0}{\sigma^2}\right) t} dt. \quad (7)$$

Последний интеграл — табличный [8]; подставляя его значение, приходим к формуле

$$g^*(u_0) = e^{2\sigma^2} (\pi G e^{-2u_0}) \quad (8)$$

или, учитывая, что $u_0 = \ln E_0$,

$$g(E_0) = e^{2\sigma^2} \frac{\pi G}{E_0^2}. \quad (9)$$

Среди допущений, сделанных при выводе формулы (9), наиболее специфический характер носит второе, по существу ограничивающее размеры охватываемой области.

Экспериментальные данные

Летом 1961 г. на Ленинградском радиогониометрическом пункте была установлена группа однотипных полупроводниковых грозорегистраторов (счетчиков грозовых разрядов) с различными порогами срабатывания E_0 . Однако местные помехи от другой аппаратуры, установленной на пункте, не удалось устранить, и достаточно надежные данные за один месяц были получены только по трем приборам, вынесенным позднее из здания пункта на расстояние 20 м. По формуле (9) при достаточном осреднении произведение $E_0^2 g(E_0)$ должно быть постоянной величиной. Соответствующие значения для разных счетчиков по данным за август 1961 г. представлены в табл. 1. (E_0 — величина контрольного сигнала в вольтах).

Таблица 1

E_0	$g(E_0)$	$\overline{E_0^2 g(E_0)}$	$\overline{E_0^2 g(E_0)}$	Отклонение от среднего, %
1,5	380	850	930	-10
0,6	3200	1200		+30
0,25	12000	750		-20

Величина $E_0^2 g(E_0)$ в пределах $\pm 30\%$ (от среднего значения) остается постоянной, поэтому можно считать, что имеющиеся предварительные данные удовлетворительно согласуются с выводом, сделанным на основании расчета.

До сих пор здесь ничего не говорилось об эффективном радиусе действия прибора, о расстояниях, на которых регистрируются разряды. В результате сопоставления записей грозорегистраторов с метеоданными, проведенного несколько лет назад на Ленинградском радиогониометрическом пункте, были найдены определенные значения порога срабатывания прибора $E_{п}$, при которых почти не регистрируются разряды, приходящие с расстояний, превышающих заданное значение $D_{п}$.

Так как напряженность поля E обратно пропорциональна расстоянию D , можно предполагать, что произведение $E_{п} D_{п}$ будет постоянной величиной. Парные значения $D_{п}$ и $E_{п}$ (табл. 2) были выбраны первоначально чисто эмпирически и не связывались каким-либо соотношением.

За исключением данных счетчика № 1, полученные значения $D_{п} E_{п}$ сравнительно мало отличаются друг от друга. Отклонения от среднего значения $\overline{D_{п} E_{п}}$, вероятно, не превышают возможных погрешностей исходных величин. Убедившись, что характер изменения $E_{п}$ в зависимости

№ счетчика	$D_{п}$, км	$E_{п}$, в	$D_{п} E_{п}$, км	$D_{п} E_{п}$, км	Отклонение от среднего, %
1	15	1,5	(22)		—
2	50	0,95	48		-14
3	100	0,6	60	56	+7
4	150	0,45	68		+20
5	200	0,25	50		-11

от $D_{п}$ в основном был указан правильно (экспериментальные и теоретические данные взаимно подтверждают друг друга), необходимо проверить, соответствует ли реальным возможностям условно выбранная градация по расстоянию (15, 50, 100, 150, 200 км).

Оценка расстояния может быть получена только в том случае, когда показания двух соседних приборов значительно отличаются друг от друга. Соотношение показаний характеризуется величиной

$$R(u_0, \delta) = \frac{g_1(E_0'')}{g_1(E_0')} = \frac{g_1^*(u_0 - \delta)}{g_1^*(u_0)}, \quad (10)$$

где $g_1(E_0')$, $g_1(E_0'')$ или $g_1^*(u_0 - \delta)$, $g_1^*(u_0)$ — число разрядов из данного очага, зарегистрированных соответственно первым и вторым прибором; $\ln E_0' = u_0$, $\ln E_0'' = u_0 - \delta$.

Значения $R(u_0, \delta)$ можно вычислить, пользуясь таблицей интеграла вероятностей, так как

$$R(u_0, \delta) = \frac{\int_{u_0 - \delta}^{\infty} e^{-\frac{u^2}{2\sigma^2}} du}{\int_{u_0}^{\infty} e^{-\frac{u^2}{2\sigma^2}} du}, \quad (11)$$

выбирая при этом за единицу для (u_0, δ) значение σ .

Результаты расчета (при фиксированных значениях δ) представлены в виде кривых на рис. 1. Когда $\delta = 1$, величина $R(u_0, 1)$ быстро возрастает с увеличением u_0 (кривая 1а), но одновременно резко убывает число разрядов, зарегистрированных более чувствительным прибором (кривая 1б). В качестве оптимального значения $u_0 = U$ можно брать U от 2,5 до 3. При этом $(U, 1) \approx 10$ и более чувствительный (второй) прибор регистрирует около 5% разрядов из данного очага.

Для меньших значений δ получаются менее благоприятные соотношения. Уже при $\delta = 0,5$ значения $R(u_0, 0,5)$ возрастают довольно медленно (рис. 1, кривая 2), а число разрядов, зарегистрированных вторым прибором, уменьшается по сравнению с предыдущим случаем.

Пользуясь значением σ , полученным по данным специальных измерений, можно ориентировочно указать подходящее соотношение чувствительностей (порогов срабатывания) первого и второго приборов. Таблица значений σ имеется в статье Хорнера [9]. Некоторые авторы указывают величины σ от 4 до 12 дБ, но в качестве наиболее надежного значения, вероятно, можно принять $\sigma \approx 6$ дБ (или при переходе к натуральным логарифмам $\sigma \approx 0,7$). Предыдущие оценки показывают, что

следует выбирать $\delta \approx \sigma$, так как $\delta = \ln(E_0' - E_0'') \approx 0,7$, $E_0' \approx 2 E_0''$, и предельные расстояния D_{Π} изменяются от счетчика к счетчику в 2 раза. Комбинирование расчетных и экспериментальных данных приводит к варианту, указанному в табл. 3.

Таблица 3

№ счетчика	1	2	3	4
D_{Π} км	25	50	100	200
E_{Π} в	2,2	1,1	0,6	0,28

Для определения D_{Π} было использовано среднее значение $D_{\Pi} E_{\Pi} = 56$ (табл. 2). Новый вариант в основном оказался подобным варианту, используемому в настоящее время (табл. 2). Главной особенностью его

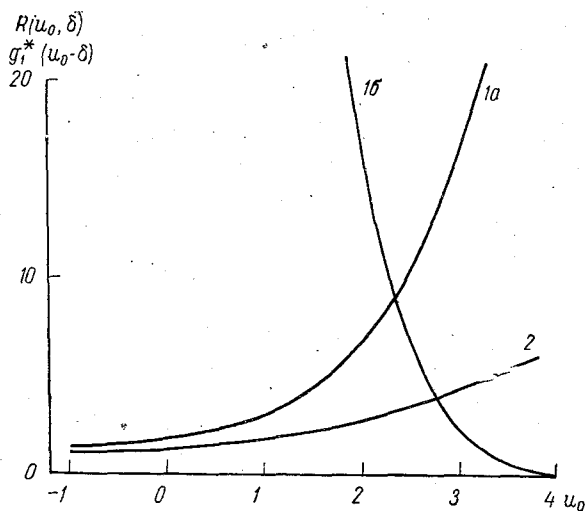


Рис. 1. Зависимость $R(u_0, \delta)$ от величины u_0 при фиксированном δ .

1a — для $\delta=1$, 1b — количество зарегистрированных разрядов $g_1^*(u_0 - \delta)$ (в процентах от общего числа для $\delta=1$), 2 — для $\delta=0,5$ (u_0 и δ выражены в единицах σ).

является исключением 150-километрового счетчика. Величина D_{Π} , принятая для счетчика № 1 (по первому варианту), вызывала сомнение еще раньше на основании других данных.

Счетчики, входящие в комплект прибора для оценки расстояния, важно использовать также для оценки числа грозовых разрядов. В связи с величиной оптимального значения U и некоторыми особенностями формулы (9) можно предполагать, что при пересчете на единицу площади количество зарегистрированных разрядов нужно увеличить в 1,5—2 раза.

Выводы

Возможность грубой оценки расстояния до ближних грозовых очагов по наблюдениям в одном пункте с помощью комплекта очень простых приборов (грозорегистраторов) подтверждается расчетными

данными. Экспериментально выбранные параметры в основном согласуются с рекомендуемыми характеристиками, приводящими к несколько меньшей детализации данных. При расположении в одном азимуте нескольких очагов может быть указано расстояние до ближайшего из них. Желательно, чтобы станции, на которых устанавливаются грозорегистраторы, всегда снабжались несколькими однотипными приборами с различными порогами срабатывания. Данные по нескольким приборам имеют очень важное значение для обработки наблюдений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Имянитов И. М. Приборы и методы для изучения электричества атмосферы. Гостехиздат, М., 1957.
2. Кессених В. Н. Распространение радиоволн. Гостехиздат, М., 1952.
3. Ван дер Варден Б. Л. Математическая статистика. ИЛ, М., 1960.
4. Левин Л. М. Исследования по физике грубодисперсных аэрозолей. Изд. АН СССР, М., 1961.
5. Фукс Н. А. Механика аэрозолей. Изд. АН СССР, М., 1955.
6. Филиппов А. Ф. О распределении частиц при дроблении. Ж. «Теория вероятностей и ее применения», т. 6, № 3, 1961.
7. Знаменский А. А. Инструментальная регистрация гроз полупроводниковым грозорегистратором ПРГ-1. Труды ГГО, вып. 110, 1960.
8. Рыжик И. И., Градштейн И. С. Таблицы интегралов, сумм и произведений. Гостехиздат, М., 1951.
9. Horner F. The design and use of instruments for counting local lightning flashes. Proceed. of the Institution of electrical engineers, vol. 107, part. B, No 34, July, 1960.
10. Horner F. The relationship between atmospheric radio noise and lightning. Journ. of atmospheric and terr. physics, vol. 13, No 1/2, Dec. 1958.
11. Horner F. Narrow-band atmospheric from two local thunderstorms. Journ. of atmospheric and terr. physics, vol. 21, No 1, Apr. 1961.

ШИРОТНЫЙ ХОД ЭЛЕМЕНТОВ АТМОСФЕРНОГО ЭЛЕКТРИЧЕСТВА

Рассмотрено широтное распределение основных элементов атмосферного электричества. Определено, что величины элементов атмосферного электричества, наблюдаемых на различных станциях одной и той же широты, значительно различаются между собой, что указывает на большое влияние на них местных факторов. Наряду с большой дисперсией элементы атмосферного электричества обнаруживают и закономерные изменения в их широтном ходе.

Изучение широтного распределения и закономерностей изменений элементов атмосферного электричества необходимо для исследования структуры электрического поля в атмосфере и причины его сохранения, а также для исследования закономерностей изменения локального компонента и выделения унитарного компонента напряженности электрического поля в атмосфере.

Первые попытки исследования широтного распределения градиента потенциала электрического поля в атмосфере были сделаны С. И. Маучли [3] по данным наблюдений института Карнеджи над океанами. Маучли получил средние значения градиента потенциала для различных интервалов географической широты. При этом оказалось, что наибольшая средняя величина градиента потенциала наблюдается в средних широтах, в сторону низких и высоких широт она уменьшается.

П. Н. Тверской [1] на основе детального сопоставления средних величин градиента потенциала континентальных станций пришел к выводу, что и для континентальных станций средний максимум величины V' также приходится на средние широты, величина V' уменьшается в сторону низких и высоких широт.

В период МГГ и МГС Т. В. Лободин [2] и другие произвели измерения градиента потенциала над океанами. В результате они получили меридиональный разрез V' , в котором также обнаруживаются максимумы V' в средних широтах в обоих полушариях. Особенностью данных наблюдений [2] является то, что около 15° ю. ш. обнаруживается еще третий максимум.

К настоящему времени накоплен значительный материал наблюдений за градиентом потенциала V' и проводимостью воздуха λ , в том числе одновременных наблюдений за V' и λ , проводимых по единой программе в период МГГ и МГС. Данные этих наблюдений позволяют получить распределение и закономерности изменения не только градиента потенциала, но также и электропроводимости воздуха, вертикального тока проводимости и коэффициента униполярности.

Автор поставил перед собой задачу рассмотреть распределение и закономерности изменения элементов атмосферного электричества в зависимости от географической широты, а также сделать попытку качественно объяснить их широтный ход.

Широтное распределение градиента потенциала электрического поля в атмосфере

Широтное распределение средних величин градиента потенциала V' по нормальным дням приведено на рис. 1, из которого видно, что наряду с большим разбросом точек для одной и той же широты в среднем наибольшие величины V' наблюдаются в умеренных широтах, убывая в сторону низких и высоких широт. Большой разброс точек V' для одной и той же широты указывает на большое влияние местных причин, не связанных с широтой станции.

На рис. 1 (кривая 4) приведено широтное распределение градиента потенциала электрического поля в атмосфере над океанами по данным

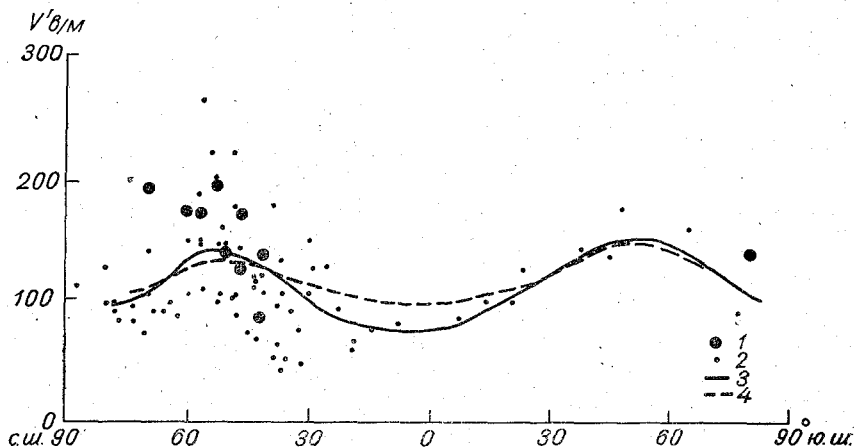


Рис. 1. Широтное распределение градиента потенциала электрического поля E в атмосфере.

1 — по данным наблюдений континентальных станций периода МГГ и МГС, 2 — по данным наблюдений континентальных станций до начала МГГ, 3 — средний ход V' по данным наблюдений всех континентальных станций, 4 — средний ход V' по данным наблюдений над океанами [3].

наблюдений института Карнеджи [3]. Эти наблюдения являются наиболее продолжительными (1915—1921 гг.) и однородными. Над океанами максимум V' наблюдается в умеренных широтах, к экватору и полюсам V' убывает.

Широтный ход градиента потенциала по наблюдениям над океанами во время МГГ [2] в основном также совпадает с широтным ходом V' на рис. 1. Особенностью широтного хода V' , по данным [2], является пик около 15° ю. ш. Этот пик можно попытаться увязать с широтным максимумом распределения грозовой активности на земном шаре (за счет положительных объемных зарядов атмосферы, генерируемых грозовыми облаками). Однако такое объяснение пика кривой V' может быть связано только с некоторыми географическими долготами, так как он не обнаруживается при продолжительных наблюдениях за V' над океанами института Карнеджи [3] и также не обнаруживается пока при наблюдениях континентальных станций. При объяснении пика кривой V'

положительными зарядами, генерируемыми грозowymi облаками, требуется учесть, что широтный ход грозовой активности [4] (выпуклая) кривая с одним максимумом в низких широтах) хотя и имеет максимум около 15° ю. ш., но не совпадает с широтным ходом градиента потенциала (с максимумом в умеренных широтах и минимумом в низких и высоких широтах). Следует отметить необходимость проведения более детального сопоставления связи географического распределения гроз с данными о распределении градиента потенциала.

Широтное распределение суммарной электрической проводимости воздуха и вертикального тока проводимости

Для более полного понимания широтного распределения V' необходимо рассмотреть широтное распределение и других элементов атмосферного электричества.

Рассмотрим широтное распределение суммарной проводимости воздуха и вертикального тока проводимости. Распределение проводимости

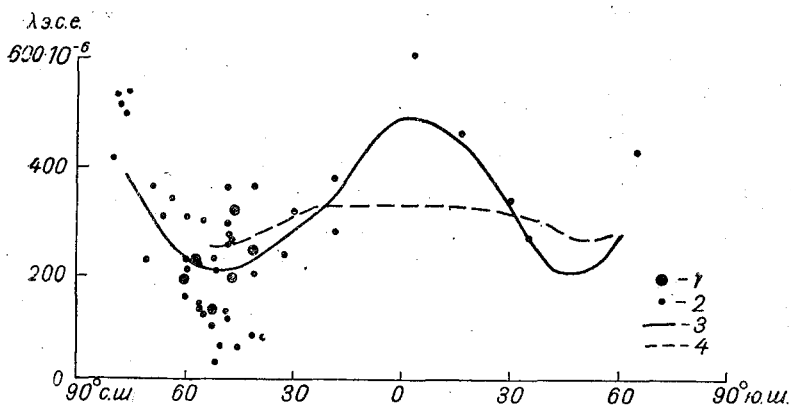


Рис. 2. Широтное распределение электропроводимости воздуха λ . 1 — по данным наблюдений континентальных станций периода МГГ и МГС, 2 — по данным наблюдений континентальных станций до начала МГГ, 3 — средний ход λ по данным наблюдений всех континентальных станций, 4 — средний ход λ по данным наблюдений над океанами [3].

воздуха λ по широте представлено на рис. 2, большой разброс точек на котором указывает на большое влияние местных причин (степени увлажнения и запыленности воздуха, величины радиоактивности почвы и степени выхода продуктов радиоактивного распада через поры почвы, величины концентрации продуктов радиоактивного распада в воздухе). В среднем суммарная проводимость воздуха имеет минимум в умеренных широтах, в сторону низких и высоких широт она увеличивается обратно широтному ходу градиента потенциала.

Над океанами (рис. 2, кривая 4) проводимость воздуха изменяется меньше и более равномерно, чем над сушей, что, естественно, обусловлено более однородными физико-географическими условиями над океанами.

В связи с тем что ход градиента потенциала в значительной мере противоположен ходу проводимости воздуха, интересно рассмотреть широтное распределение вертикального тока проводимости i , которое дано на рис. 3.

Из рис. 3 следует, что вертикальный ток проводимости i несколько меньше изменяется от широты, чем градиент потенциала и проводимость

воздуха. Минимум вертикального тока наблюдается в низких широтах, в умеренных и высоких широтах его величина в среднем примерно одинакова и немного выше величины i , наблюдаемой в низких широтах. Для континентальных станций, расположенных в узком интервале широт, наблюдаются существенно разные величины вертикального тока проводимости, что свидетельствует о большом влиянии местных причин, хотя в несколько меньшей мере, чем это имеет место для градиента потенциала и проводимости воздуха.

Полученные результаты можно использовать в расчетах тока «за-

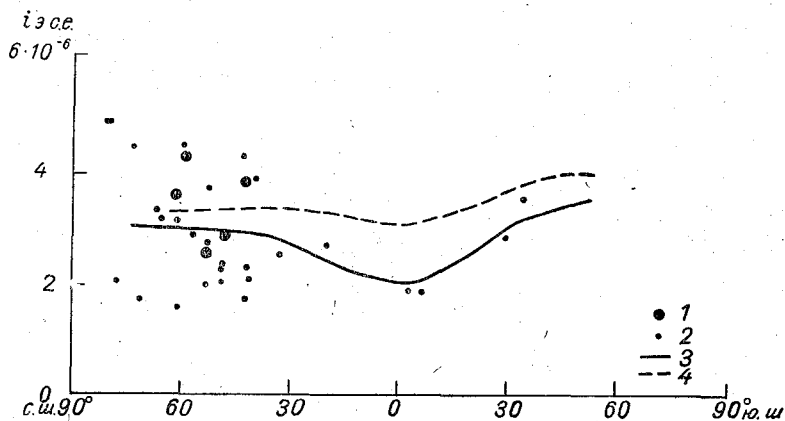


Рис. 3. Широтное распределение вертикального хода проводимости i . 1 — по данным наблюдений континентальных станций периода МГГ и МГС, 2 — по данным наблюдений континентальных станций до начала МГГ, 3 — средний ход i по данным наблюдений всех континентальных станций, 4 — средний ход i по данным наблюдений над океанами [3].

рядки», текущего из атмосферы на всю поверхность земли, при решении основной задачи атмосферного электричества — сохранения отрицательного заряда поверхностью земли.

Широтное распределение отношения положительной проводимости воздуха к отрицательной

На рис. 4 представлено широтное распределение отношения положительной проводимости воздуха к отрицательной (коэффициента униполярности $q = \frac{\lambda_+}{\lambda_-}$) по данным наблюдений континентальных станций.

Величина q в среднем убывает от высоких широт к низким (примерно до 30°), в низких широтах она достигает минимума (1,1).

Систематическим преобладанием положительных ионов над отрицательными характеризуется электродный эффект (накапливание положительных ионов вблизи поверхности земли). На основании этого можно заключить, что величина электродного эффекта увеличивается от низких широт к высоким.

Качественное объяснение широтного хода элементов атмосферного электричества

На основе физических соображений можно прийти к заключению, что широтный ход элементов атмосферного электричества обуславливается следующими факторами: 1) количеством продуктов радиоактив-

ного распада в воздухе, 2) числом взвешенных в воздухе частиц, адсорбирующих малые ионы, 3) генерацией зарядов в атмосфере, 4) конвективным перемешиванием воздуха.

Важным фактором, обуславливающим повышенную проводимость воздуха в низких широтах, является количество продуктов радиоактивного распада в воздухе. В низких широтах поверхность земли круглый год имеет положительную температуру, что способствует поступлению продуктов радиоактивного распада из почвы в воздух. В умеренных

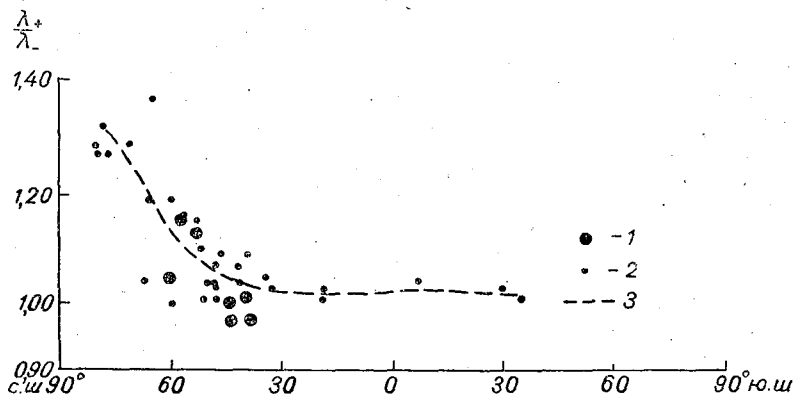


Рис. 4. Широтное распределение коэффициента униполярности.

1 — по данным наблюдений периода МГГ—МГС, 2 — по данным других периодов наблюдений до начала МГГ, 3 — средний ход q по данным наблюдений всех континентальных станций.

и высоких широтах часть времени года поверхность почвы промерзает и покрывается снежным и ледяным покровом, что затрудняет выход продуктов радиоактивного распада в воздух. Поэтому в низких широтах количество продуктов радиоактивного распада в воздухе, а стало быть, и проводимость воздуха больше, а в высоких и умеренных широтах меньше.

В то же время увеличение примесей в воздухе уменьшает проводимость. Чем больше число частиц, тем меньше число малых ионов и проводимость воздуха. Концентрация примесей значительно больше в низких и умеренных широтах, чем в высоких, где наблюдается относительно чистый с повышенной проводимостью воздух.

С другой стороны, усиление конвекции хотя и способствует поступлению примесей в атмосферу, может уменьшить запыленность ее нижних слоев, вызывая соответственные изменения проводимости. Комбинацией рассмотренных факторов можно объяснить минимум проводимости воздуха в умеренных широтах и ее рост в сторону низких и высоких широт.

Широтное распределение проводимости воздуха в значительной мере обратно широтному распределению градиента потенциала, что соответствует основным представлениям о связи этих величин.

Нетрудно понять причину возникновения максимума коэффициента униполярности в высоких широтах и минимума в низких, если принять во внимание, что вертикальное перемешивание воздуха приводит к уменьшению электродного эффекта и уменьшению коэффициента униполярности. Но вертикальное перемешивание в низких широтах значительно больше, чем в высоких. Поэтому коэффициент униполярности растет от низких широт ($q=1,1$) к высоким ($q=1,4$).

Выводы

1. Величины элементов атмосферного электричества, наблюдаемые на различных станциях одной и той же широты, значительно различаются между собой, что указывает на большое влияние местных факторов. Наряду с большой дисперсией элементы обнаруживают и закономерные изменения в их широтном ходе.

2. В среднем широтном ходе градиент потенциала имеет максимум в умеренных¹ широтах, далее он уменьшается в сторону низких и высоких широт.

3. Средний широтный ход электрической проводимости воздуха в значительной степени обратен ходу градиента потенциала; в умеренных широтах проводимость воздуха минимальна, в сторону низких и высоких широт проводимость увеличивается.

4. Средняя величина вертикального тока проводимости изменяется сравнительно меньше, чем градиент потенциала и проводимость воздуха, и имеет минимум в низких широтах.

5. Отношение положительной проводимости воздуха к отрицательной (коэффициент униполярности) имеет четко выраженную широтную зависимость с максимумом в высоких и минимумом в низких широтах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Тверской П. Н. Атмосферное электричество. Гидрометеиздат, Л., 1949.
2. Лободин Т. В. Меридиональный разрез градиента потенциала атмосферы по наблюдениям над океанами во время МГГ. Труды ГГО, вып. 110, 1960.
3. Mauchly S. I. Atmospheric-electric results obtained aboard the «Carnegie», 1915—1921. Researches of the Department of Terrestrial Magnetism. Pub. No 175, vol. 5, 1926.
4. Brooks C. E. P. The distribution of thunderstorms over the Globe. Met. Office. Geoph. Mem., No 21, 1921.

¹ Для некоторых долгот наблюдается еще третий максимум градиента потенциала — вблизи экватора.

К ВОПРОСУ О СХЕМАХ ВКЛЮЧЕНИЯ АСПИРАЦИОННЫХ СЧЕТЧИКОВ АЭРОИОНОВ

Рассматриваются методы компенсации нестабильности напряжения источника питания посредством специальных включений.

Известным методом компенсации нестабильности источника напряжения является применение мостовой схемы [1, 2, 4], которая приведена на рис. 1. В зависимости от конкретных обстоятельств может заземляться либо внешняя обкладка измерительного конденсатора, либо одна входная клемма электрометра. Электрометр в схеме на рис. 1 включен в диагональ моста, который образуется сопротивлениями R_1 , R_2 и емкостями измерительного конденсатора C и дополнительного компенсационного конденсатора C_1 . Предполагая, что все паразитные емкости включены параллельно электрометру, получаем условие баланса

$$\frac{C_1}{C} = \frac{R_1}{R_2}, \quad (1)$$

при соблюдении которого случайные изменения напряжения питания схемы φ_0 на отсчет электрометра не влияют.

Мостовое включение целесообразно, когда выигрыш чувствительности из-за уменьшения величины ω , которая в мостовой схеме определяется стабильностью баланса моста, превышает потерю чувствительности из-за подключения шунтирующей емкости C_1 . При заданном напряжении питания мостовой схемы φ_0 наилучшая чувствительность обеспечивается, если C_1 равняется геометрическому среднему действующей емкости измерительного конденсатора C и общей емкости измерительной системы $C + C_p$, где C_p обозначает паразитную емкость без включения емкости C_1 . В общем случае оптимальное значение C_1 несколько меньше, чем следует из вышеприведенного определения.

Конденсатор C_1 должен обладать хорошей изоляцией, ибо утечка вызывает дополнительную ошибку измерения условной плотности

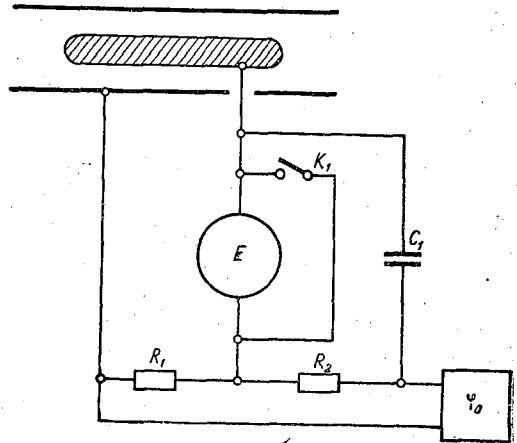


Рис. 1. Мостовая схема включения счетчика.

заряда. Если допустимое значение этой ошибки Δv , то сопротивление утечки R должно удовлетворять условию

$$RC_1 \geq \frac{1}{4\pi k_0 \Delta v}, \quad (2)$$

где k_0 — предельная подвижность.

Постоянная времени саморазряда лучших конденсаторов с твердым диэлектриком, например типа ФД, составляет 10^6 — 10^7 сек. В счетчиках тяжелых ионов лучше применять специальные конденсаторы с воздушным диэлектриком. В качестве C_1 может применяться и емкость другого измерительного конденсатора, который не продувается [2].

Другая возможность устранения ошибок, вызванных нестабильностью напряжения источника питания, заключается в замене источника напряжения на время измерения специальным конденсатором, заряжаемым от высокостабильного источника питания. Условие для постоянной времени саморазряда конденсатора опорного напряжения совпадает с условием (2) для компенсационного конденсатора мостовой схемы.

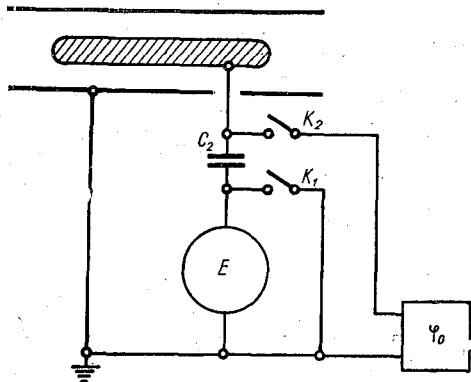


Рис. 2. Схема включения счетчика с конденсатором опорного напряжения.

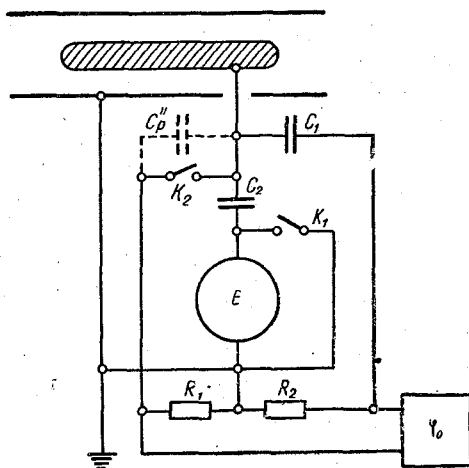


Рис. 3. Комбинированная схема включения счетчика.

Преимущества последнего метода заключаются в том, что емкость опорного конденсатора не шунтирует измерительную систему и напряжение источника питания используется полностью. Недостатком является невозможность длительного непрерывного измерения тока методом падения напряжения на сопротивлении.

При методе заряда внутренней обкладки целесообразно включать конденсатор опорного напряжения между внешней обкладкой измерительного конденсатора и землей. При этом емкость опорного конденсатора должна превышать в несколько десятков раз емкость измерительного конденсатора, в противном случае результаты измерения будут искажены влиянием ионного тока, протекающего через внешнюю обкладку. Конструкция такого счетчика значительно усложнена ввиду относительно большой емкости опорного конденсатора и повышенных требований к изоляторам внешней обкладки.

При методе разряда целесообразно включать опорный конденсатор между внутренней обкладкой измерительного конденсатора и электрометром (рис. 2). Чтобы не потерять чувствительность, следует выбирать

емкость C_2 в несколько раз большей емкости последовательно включенных емкостей измерительного конденсатора и электрометра.

При включении по схеме на рис. 2 паразитная емкость C_p распадается на емкость C_p' , которая образуется из емкости электрометра и параллельной к ней емкости монтажа, и емкость C_p'' , которая включена параллельно ключу K_2 . Ввиду существования емкости C_p'' зависимость показания электрометра от случайных колебаний напряжения источника питания не устраняется полностью, а лишь уменьшается в $\frac{C_p''}{C}$ раз. Устранение емкости C_p'' практически невозможно, так как для обеспечения требуемой изоляции внутренней обкладки следует изготавливать изоляторы двойными, со средним проводящим слоем, включенным к источнику напряжения [3,5], и экранировать их от электрического поля.

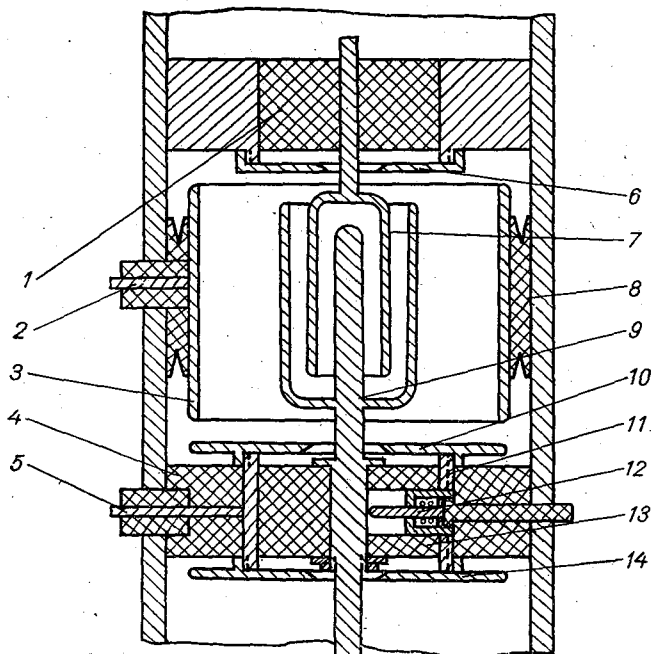


Рис. 4. Устройство узла дополнительных конденсаторов счетчика в комбинированной схеме.

В противном случае неизбежны значительная утечка [5] и возмущения за счет ЭДС «поляризации изоляторов», которая возникнет из-за постепенной перезарядки изоляторов после изменения напряженности электрического поля при переключении напряжения.

Влияние нестабильности источника напряжения устраняется полностью в комбинированной схеме (рис. 3). Условие баланса при этом отличается от условия (1) заменой емкости C на C_p'' , откуда следует, что емкость компенсационного конденсатора C_1 в комбинированной схеме может быть относительно малой. Чувствительность счетчика в комбинированной схеме, следовательно, лучше, чем в простой мостовой схеме. Условие баланса комбинированной схемы не зависит от емкости измерительного конденсатора, что представляет удобство для счетчиков со сменной внутренней обкладкой.

Пример конструкции узла дополнительных конденсаторов и изолятора внутренней обкладки измерительного конденсатора счетчика в ком-

бинированной схеме приведен на рис. 4. Конденсаторы C_1 и C_2 имеют одну общую обкладку 9. К нижнему стержню обкладки 9 прикрепляется внутренняя обкладка измерительного конденсатора, который на рисунке не показан. Другой обкладкой конденсатора C_1 служит цилиндр 3, изолированный от корпуса узла кольцом 8. Второй обкладкой конденсатора C_2 служит деталь 7, включенная на вход динамического электрометра. Изолятор 1 экранирован заземленным диском 6. Изолятор внутренней обкладки 13, в который вмонтирован ключ 12, опирается на кольцо 11, изолированное от корпуса узла изолятором 4. Напряжение деталям 3 и 11 сообщается через стержни 2 и 5. Паразитная емкость C_p образуется между обкладкой 9 и кольцом 11 с экранными дисками 10 и 14. Корпус узла продувается через отверстия, не показанные на рисунке, медленным потоком предварительно очищенного и осушенного воздуха.

ЛИТЕРАТУРА

1. Имянитов И. М. Динамические методы измерения малых токов. Труды ГГО, вып. 35, 1952.
2. Комаров Н. Н., Кузьменко М. Д., Середкин А. А. Счетчик атмосферных ионов. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 12, 1961.
3. Рейнет Я. Ю. Новая аппаратура и методика для определения плотности аэро- и гидроионов в атмосфере. Уч. зап. Тартуского гос. ун-та, вып. 59, 1958.
4. Erikson H. A. The change of mobility of the positive ions in air with age. Phys. Rev., 18, 1921.
5. Israel H., Zur Theorie und Methodik der Größenbestimmung von Luftionen. Gerl. Beitr. Geophys., 31, 1931.

СОДЕРЖАНИЕ

А. И. Асташенко, П. С. Лыдзар, Л. Г. Махоткин. Грозовая активность в Ленинградской области в 1961 г.	3
А. И. Асташенко, Л. Г. Махоткин. О пеленговании ближних грозозовых разрядов	10
К. Н. Баркалова. Некоторые сведения о связи атмосфериков с неустойчивостью в нижнем слое тропосферы	17
В. П. Колоколов, Г. И. Пичахчи. Уровень атмосферных помех и некоторые особенности грозовой деятельности	21
В. И. Краав. Поиски характеристик, определяющих электрические заряды капелек различных растворов	28
Л. А. Крутова. Электрические характеристики туманов в районе г. Свердловска	32
Т. В. Лободин. О вариации градиента электрического потенциала атмосферы в Мирном	36
Л. Г. Махоткин, К. А. Семенов. Статистика грозозовых разрядов	39
Л. Г. Махоткин. Электрические факторы чистоты воздуха	48
Л. Г. Махоткин. Выбор единиц для обработки данных атмосферно-электрических измерений	53
Л. Г. Махоткин, П. С. Лыдзар. Ориентировочная оценка удаленности гроз по амплитудам атмосфериков	58
Н. А. Парамонов. Широтный ход элементов атмосферного электричества	65
Х. Ф. Таммет. К вопросу о схемах включения аспирационных счетчиков аэроионов	71

Редактор *Е. П. Капитанец*
Техн. редактор *Г. С. Николаева*
Корректоры: *З. А. Белкина, М. А. Гальперина*

Сдано в набор 8/V 1963 г. Подписано к печати 5/IX 1963 г.
Бумага 70×108¹/₁₆ Бум. л. 2,38 Печ. л. 6,51
Уч.-изд. л. 5,64 Тираж 750 экз. М-17427 Индекс МЛ-57
Гидрометеорологическое издательство.
Ленинград, В-53, 2-я линия, д. № 23.
Заказ № 315. Цена 39 коп.

Типография № 8 УЦБ и ПП ЛСНХ.
Ленинград, Прачечный пер., д. № 6.