

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ
СЛУЖБЫ ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

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

06
Т 78

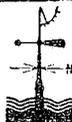
Т Р У Д Ы

ВЫПУСК 225

АТМОСФЕРНОЕ
ЭЛЕКТРИЧЕСТВО

Под редакцией
Л. Г. МАХОТКИНА
и Я. М. ШВАРЦА

БИБЛИОТЕКА
Ленинского
Гидрометеорологического
Института



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛЕНИНГРАД • 1968

021022

Значительная часть статей сборника посвящена изучению атмосфериков с целью характеристики активности и распределения гроз. Приводятся данные о зависимости гроз от физико-географических условий, о роли мировых грозовых очагов в формировании УНЧ-излучения, а также результаты исследования применяемых приборов.

В остальных статьях рассматриваются результаты измерений во время МГГ и МГСС электрического потенциала атмосферы, приводятся данные об электризации самолетов в связи с метеорологическими условиями, обсуждаются некоторые вопросы техники измерений.

Сборник предназначен для специалистов по атмосферному электричеству и специалистов, интересующихся грозовой активностью и прикладными вопросами атмосферного электричества.

ГРОВОВАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ПО ДАННЫМ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Введение

Климатологическая характеристика «день с грозой», используемая для оценки грозовой деятельности, не всегда удобна вследствие ограниченности заложенной в ней информации.

Оценка грозовой деятельности по числу грозовых разрядов представляется более полной. Естественно, что сведения о числе разрядов легче всего можно было бы получить с помощью приборов, счетчиков молний. Однако систематических наблюдений на больших территориях за числом разрядов не ведется ни за границей, ни в СССР. Для организации таких наблюдений нужно большое число приборов, исчисляемое тысячами. На оснащение сети станций таким количеством приборов потребовалось бы много лет. Пока создается такая сеть, целесообразно перейти от климатологической характеристики числа дней с грозами к инструментальной характеристике числа разрядов с помощью расчетных методов. Для этого достаточно в некоторых пунктах, типичных по своим физико-географическим условиям, организовать измерения числа грозовых разрядов с тем, чтобы найти коэффициенты пересчета, позволяющие перейти от числа дней с грозой к числу грозовых разрядов.

В зависимости от чувствительности счетчика и других его конструктивных особенностей будет определяться его радиус действия. Чтобы иметь возможность сравнивать показания однотипных и различных типов приборов с разными порогами срабатывания, нужно привести эти показания к единице площади, например к 1 или 100 км².

Эта задача сводится к определению эффективного радиуса действия прибора, под которым понимается такой радиус, в пределах которого за длительный период времени действительное число разрядов равно числу сосчитанных прибором.

Выбор параметров грозорегистраторов

При конструировании грозорегистраторов конструктора в первую очередь интересуют следующие параметры приборов: его частотные характеристики, радиус действия (чувствительность) и разрешающая способность.

При выборе частотных характеристик счетчика исходят главным образом из частотного спектра излучения самой молнии. (Счетчики

молний, рассматриваемые автором рассчитаны на прием радиационной составляющей электрического поля, создаваемого грозовым разрядом.) Молния генерирует электромагнитный импульс с широким спектром частот, от нескольких герц до десятков и сотен мегагерц. Однако в основном энергия излучается в полосе 2—25 кгц с максимумом в районе 5 кгц [1, 2]. В этом диапазоне излучает главным образом возвратный удар. Но в зависимости от фазы разряда или от вида молнии частотный спектр излучения будет меняться. Так, например, лидер излучает электромагнитную энергию в полосе от 20 до 100—150 кгц [1, 2]. Внутриоблачные разряды излучают энергию примерно в том же спектре.

Поэтому, когда при конструировании счетчика молний ставится цель регистрировать разряды на землю (например, для оценки вероятности поражений линий электропередач), счетчик рассчитывают на полосу частот приблизительно 1—20 кгц. В этом диапазоне частот работают счетчики ВМО [3] и счетчики, применяемые в СССР [4]. Другой тип счетчиков молний, разработанный в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова (ГГО) и предназначенный для регистрации как разрядов на землю, так и внутриоблачных разрядов, рассчитан для работы в диапазоне 56—62 кгц [5].

Грозорегистратор с малым радиусом действия (например, в несколько километров) характеризует в грозовом отношении микрорайон, который может оказаться нехарактерным для данной местности. Однако прибор с большим радиусом действия неудобен в том смысле, что местные условия, влияющие на грозовую деятельность, будут стираться, нивелироваться. Особенности грозовой деятельности данного района в этом случае не будут уловлены. Поэтому требования к радиусу действия прибора определяются конкретным его назначением. Так, например, в горном районе с сильно пересеченной местностью целесообразно применять приборы с радиусом действия 15—20 км, а над морской или океанической поверхностью — в несколько сот километров и т. п.

Требования, которые предъявляются к счетчику молний в отношении разрешающей способности¹, определяются тем, что он, с одной стороны, должен регистрировать все приходящие в место наблюдения атмосферники, амплитуда которых превышает порог срабатывания счетчика, и, с другой стороны, не должен отмечать единичный атмосферник дважды или большее число раз. Разрешающая способность счетчика ограничивается не только средней длительностью излучения молниевых разрядов (0,2—0,5 сек.). Грозовой разряд состоит из серии возвратных ударов, интервалы между которыми составляют 40—100 мсек. Поскольку счетчики срабатывают от возвратного удара (амплитуда электромагнитного импульса лидерной части примерно на половину порядка меньше, чем у соответствующего импульса возвратного удара), то, чтобы счетчик не регистрировал одну и ту же молниевую вспышку многократно, его разрешающая способность должна быть не более 10 срабатываний в 1 сек.

Возникает вопрос, не будет ли счетчик такой разрешающей способности пропускать часть разрядов при большой грозовой активности. По данным, приводимым [6, 7, 8, 9, 10], указанная выше разрешающая способность 10 срабатываний в секунду в этом смысле является удовлетворительной.

¹ Под разрешающей способностью счетчика молний понимается максимально возможное число счета атмосферников в единицу времени, например в секунду, определяемое максимально возможным числом срабатываний счетчика в секунду.

Эффективный радиус

Статистическая оценка параметров атмосфериков, генерируемых грозowymi разрядами, которая потом послужила основой для расчетов эффективного радиуса счетчиков молний, была получена Хорнером [11] и Махоткиным [12]. Амплитудное распределение атмосфериков, генерируемых грозowymi разрядами, подчиняется нормально-логарифмическому закону. Это справедливо как в случае, когда измерения амплитуд производились в широкой полосе частот, так и в случае, когда оно осуществлялось в узкой полосе [9, 12, 13, 14].

Для нахождения эффективного радиуса счетчика молний необходимо сначала найти выражение для N — числа атмосфериков, амплитуда которых превышает заданный порог срабатывания счетчика молний E_0 . По Л. Г. Махоткину [15] это число равно

$$N(E)_0 = \frac{\pi R_1^2 n E_1^{2/k} \exp [2(\sigma/k)^2]}{E_0^{2/k}}. \quad (1)$$

С другой стороны, по определению эффективного радиуса

$$N(E_0) = \pi R_9^2 n. \quad (2)$$

Тогда из (1) и (2) находим

$$R_9 = R_1 \left(\frac{E_{1\text{мел}}}{E_0} \right)^{1/k} e^{\left(\frac{\sigma}{k} \right)^2}. \quad (3)$$

В формулу (3) входят три статистических параметра: σ — величина стандартного отклонения в децибеллах, k — показатель, характеризующий степень ослабления электромагнитного поля грозового разряда с расстоянием (обычно $k=4/3$), $E_{1\text{мел}}$ — медианное значение напряженности электрического поля грозового разряда на расстоянии R_1 , от разряда.

Из формулы (3) следует, что функция R_9 изменяется в зависимости от этих параметров достаточно сильно. Поэтому правильный выбор их числовых значений является важнейшей задачей при нахождении эффективного радиуса.

Рассмотрим сведения о величине σ . Хорнер привел в работе [11] данные о значениях σ , найденных различными авторами. Они меняются от 4 до 12 дБ.

Хорнер отметил, что численное значение σ , возможно, зависит от диапазона частот, в котором проводятся измерения, ширины полосы и удаленности грозы. Хорнер также предположил, что условия распространения сглаживают разброс значений амплитуд атмосфериков, уменьшая тем самым значения σ для гроз, находящихся на большем удалении. В работе [1] Хорнер отметил, что распределение пиковых амплитуд атмосфериков одной грозы характеризуется стандартным отклонением 6 дБ на 6 кГц. Распределение средних амплитуд различных гроз также имеет стандартное отклонение, равное примерно 6 дБ на 6 кГц. Если учитывать вариации σ как в одной грозе, так и вариации от одной грозы к другой, то общее стандартное отклонение составит 8 дБ на 6 кГц [1].

Деннис и Пирс в работе [14] также приводят значения σ , полученные разными авторами. Эти значения колеблются от 4 до 8,6 дБ. На основе анализа обширного материала авторы приходят к выводу, что амплитуды атмосфериков как в узкополосном, так и в широкополосном

диапазоне распределяются по нормально-логарифмическому закону со стандартным отклонением, равным 7 дБ.

Наконец, Л. Г. Махоткин [12] приводит значения σ для различных частотных диапазонов. Для удобства эти значения нами сведены в табл. 1.

Таблица 1

Тип информации	Стандартное отклонение, дБ
Широкополосный диапазон, сверхдлинные волны (2—20 кгц), грозы на расстоянии 1000—4000 км	8,5
Широкополосный диапазон, сверхдлинные волны (2—20 кгц), близкие грозы (до 200 км)	8,7
Узкая полоса в диапазоне сверхнизких частот (30—300 гц). Близкие грозы (до 100 км). Вычислено по наблюдениям за распределением амплитуд атмосфериков от близких гроз в США	9,0
Переработанные данные Вормеля, полученные в Кембридже	7,0

Довольно широкий диапазон значений σ в таблице, вероятно, можно объяснить тем, что приводимые данные относятся, во-первых, к грозам, отличающимся по своей интенсивности и генезису, во-вторых, к грозам, наблюдавшимся в различных физико-географических условиях, а также тем, что измерения проводились в различных частотных диапазонах и в различной полосе частот.

При выборе числового значения σ для определения эффективного радиуса грозорегистратора нами отдано предпочтение результатам, полученным Л. Г. Махоткиным. Дело в том, что он определил σ по результатам измерений на тех же самых частотах и в той же ширине полосы частот, в которых работают приборы, используемые нами для подсчета числа грозовых разрядов. Кроме того, эти измерения проводились длительное время.

Для числовых расчетов эффективного радиуса нами выбрано значение σ , равное 8 дБ. Оно достаточно близко к осредненной величине σ , рекомендуемой Денисом и Пирсом, а также Хорнером для широкой полосы частот.

При экспериментальном определении напряженности поля, создаваемого грозовым разрядом, большое значение имеет частотный диапазон и ширина полосы, в которых проводятся измерения. Поскольку грозорегистраторы, применяемые в настоящее время у нас и в других странах, работают в большинстве случаев в диапазоне 1—100 кгц, мы ограничимся в данной главе рассмотрением значений E , полученных только в этом диапазоне.

Экспериментальные данные о величинах напряженности поля, полученные различными авторами, приводятся в табл. 2.

Напряженность поля приводилась к расстоянию 100 км по формуле

$$E/E_1 = (R/R_1)^{-k}.$$

Из таблицы видно, что средние значения напряженности поля у различных авторов довольно сильно различаются. Одна из возможных причин расхождения состоит в том, что измерения проводились в различных частотных диапазонах приборами с разной полосой частот.

Таблица 2

Автор	E в/м, приведенная к расстоянию 100 км	Ширина полосы, кГц	Примечание
Уатт и Максвелл [32]	около 1	1—100	Среднее значение
Махоткин [15]	2,2	2—20	Медианное значение
	2,6	2—20	То же
Брюс и Голд [33]	1,7	10	Среднее значение
Хорнер [34]	2,0	20	То же
Пирс [35]	3,0	2—15	"

В качестве числового значения параметра $E_{\text{мед}}$ для определения эффективного радиуса по формуле (1) нами выбрано числовое значение, полученное Л. Г. Махоткиным и равное 0,1 в/м для расстояния 1000 км [12]. Если медианное значение $E_{\text{мед}}$, равное 0,1 в/м, привести к расстоянию 100 км, оно окажется равным 2,2 в/м.

Выбор этого числового значения $E_{\text{мед}}$ обусловлен тем, что аппаратура, по показаниям которой определялось $E_{\text{мед}}$, и сетевая аппаратура для подсчета числа грозовых разрядов совершенно идентичны по конструктивным особенностям, антенным системам, ширине полосы и частотному диапазону.

Численное значение k для грозорегистраторов точно такого же типа, которые использовались нами для подсчета числа молний в различных физико-географических условиях, было найдено Л. Г. Махоткиным [12]. Оно оказалось равным $4/3$. Это числовое значение k и было принято нами во всех случаях при определении эффективного радиуса грозорегистраторов.

В качестве стандартных приборов, которые использовались и используются в настоящее время на сети станций, нами применялись приборы с порогом срабатывания по полю 1 и 0,5 в/м. Однако по формуле (3) может быть найден эффективный радиус для приборов любой другой чувствительности, работающих в том же частотном диапазоне, что и приборы, по показаниям которых определялись диаметры формулы (3).

Ниже приводится таблица числовых значений эффективных радиусов грозорегистраторов с различными порогами срабатывания (для значений $\sigma = 8$ дБ, $E_{1\text{мед}} = 0,1$ в/м (для 1000 км), $k = 4/3$):

E_0 в/м	0,1	0,2	0,3	0,5	1,0	2,0	5,0	10,0	15,0	20,0
$R_{\text{эф}}$ км	1700	1000	700	500	300	200	100	60	40	35

Методика составления карт грозовых разрядов

Для составления карт числа разрядов первостепенный интерес представляет характер зависимости между числом разрядов и числом дней с грозой.

При оценке числа ударов молний на землю в зависимости от числа дней с грозой используют выражение вида

$$N = aT^b, \quad (4)$$

где N — число разрядов на землю, T — число дней с грозой, a и b — постоянные.

У различных авторов коэффициенты a и b в выражении (4) сильно отличаются, что и следовало ожидать, так как эти авторы пользуются данными о грозах, происходящих в различных физико-географических условиях.

Брукс [16] приводит следующие зависимости числа разрядов на землю на 1 милю² от числа дней с грозой:
для районов с умеренным климатом

$$N = \frac{T}{2}, \quad (5)$$

для районов с тропическим климатом

$$N = \frac{T}{3}. \quad (6)$$

Как видно из выражений (5) и (6), эта зависимость линейная, а коэффициенты a и b равны $1/2$ или $1/3$ и 1 (0,2 или 0,13 и 1 соответственно при расчете на 1 км²).

Рассматривая статистические данные о числе ударов в линии электропередачи, Голд делает вывод, что число ударов молнии на землю составляет 0,16 на 1 км² в течение одного грозового дня. Однако, эта цифра является очень приближенной. Хорнер [1], например, отмечает, что она является завышенной для районов с умеренной грозовой деятельностью и что ее можно считать разумной во многих случаях для районов с тропическими грозами. Очевидно, по этой причине Голд [17] предлагает уточненную формулу, которая нами приводится в несколько измененном виде,

$$N = (0,16 + x) T, \quad (7)$$

где x изменяется от +0,14 до -0,06 в зависимости от физико-географических условий.

Для районов с наиболее интенсивной грозовой деятельностью естественно пользоваться верхним пределом, полученным по формуле (7).

$$N = 0,3]T, \quad (8)$$

а для районов с умеренной грозовой деятельностью — нижним пределом, т. е.

$$N = 0,1 T. \quad (9)$$

Числовое значение, полученное из выражения (9), используют для расчетов при проектировании защитных устройств для линий электропередачи и других сооружений на территории СССР и других стран с умеренной грозовой деятельностью.

Мюллером-Хиллебрандом [8] была предложена формула, где коэффициент $b=2$, а именно:

$$N = 0,004 T^2. \quad (10)$$

Следует отметить, что эта формула была выведена в основном по данным наблюдений в умеренных широтах в области с числом дней с грозой от 10 до 70 в год.

Парадоксальным является то обстоятельство, что наиболее грозоносные районы — мировые очаги гроз — изучены в отношении интенсивности грозовой деятельности, оцениваемой числом разрядов, наиболее слабо. Это видно, в частности, и из рассмотрения табл. 3, в которой почти отсутствуют данные о грозах в районах с тропическим и субтропическим климатом.

Таблица 3

Число ударов молнии на землю на 100 км² в год

Место наблюдений	Число дней с грозой	Число молний	Примечание
Англия (Кью) [22]	14	180	
Англия [23]	12	231	
США [24]	25 (45)	380	
Норвегия [31]	8	38	
Швеция [31]	13	89	
Финляндия [31]	15	148	
Швейцария [25]		409	
СССР (Подмосковье) [26]	20	125	
Конго (Браззавиль) [27]	113	3600	Число дней найдено по данным ВМО [30]. Число молний вычислено по приведенным в статье графикам
Канада [28]	10	120	
США (северо-восток) [29]	27	600	

Интересно отметить, что зависимость $N(T)$, установленная для отдельного географического пункта, расположенного в области, где число дней с грозой составляет 10—40 в год, по нашим данным также не является линейной.

Для Воейково (Ленинградская область) эта зависимость имеет вид

$$N = 0,049 T^{1,22}, \quad (11)$$

для Свердловска

$$N = 0,083 T^{1,31} \quad (12)$$

(в расчете на 1 км²).

Нелинейный характер изменения функции $N(T)$ отражает то обстоятельство, что в областях с большим количеством дней с грозой наблюдается более высокая активность, оцениваемая числом молний в расчете на один день с грозой. Этот вывод подтверждается другими соображениями. Действительно, в районах более высокой грозовой активности возрастает вероятность неоднократного появления гроз в течение суток,

а главное, в этих районах продолжительность гроз возрастает. Так, например, средняя продолжительность грозы для Европейской территории СССР (ЕТС) составляет примерно 1,4 часа [18, 19], в то время как для гроз в тропиках это время составляет около трех часов [9].

При отыскании зависимости между числом грозовых разрядов и числом дней с грозой для территории СССР нами использовались данные о числе разрядов, полученные с помощью счетчиков, размещенных на ряде станций (Ленинград, Свердловск и др.) [20]. Для этого строились графики (рис. 1), по оси ординат которых откладывалось среднее за

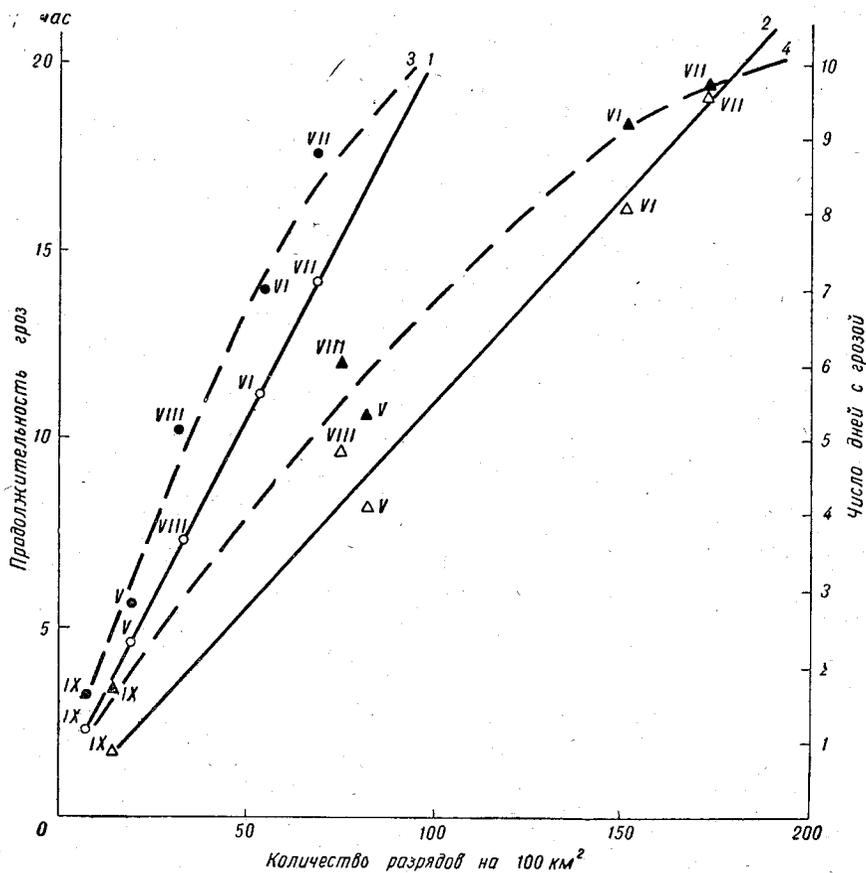


Рис. 1. Зависимость количества разрядов N на 100 км^2 от продолжительности гроз для Ленинграда (1) и Свердловска (2) и зависимости количества разрядов N от числа дней с грозой для Ленинграда (3) и Свердловска (4).

Точки у кривых — месяцы.

месяц число дней с грозой (за грозовой период май — сентябрь), а по оси абсцисс — среднее за месяц число зарегистрированных разрядов (в тысячах). Число дней с грозой определялось путем осреднения данных о грозах, полученных на метеостанциях, расположенных более или менее равномерно по кругу, радиус которого примерно равен радиусу действия грозорегистратора.

В качестве основы для построения мировой карты числа грозовых разрядов была принята карта мирового распределения среднего за год числа дней с грозой, составленная Всемирной метеорологической организацией [21].

Для тропических и субтропических районов число разрядов по числу дней с грозой определялось по приведенным выше формулам и различным литературным источникам (табл. 3).

На рис. 2 представлена карта распределения числа разрядов по территории земного шара (цифры указывают число разрядов на землю на площади 100 км²).

Кроме того, для построения карты числа грозовых разрядов была использована другая климатологическая характеристика — продолжительность гроз, так как можно было предположить, что этот параметр будет хорошо характеризовать грозовую активность.

Зависимость количества грозовых разрядов от продолжительности гроз была получена следующим образом. Из таблиц ТМ-1 были произведены выборки продолжительности гроз по 64 станциям, равномерно расположенным в радиусе около 200 км от пункта Воейково, и 45 станциям в районе Свердловска, где уже в продолжение пяти-шести лет производились приборные наблюдения за количеством разрядов. Затем была определена средняя месячная продолжительность гроз для каждого из этих районов за тот же период времени. Но данным о количестве разрядов и продолжительности гроз был построен график (см. рис. 1), на котором по оси абсцисс откладывалось количество разрядов на площади 100 км², а по оси ординат — средняя месячная продолжительность гроз.

Интересно отметить, что зависимость между количеством разрядов и продолжительностью гроз получилась линейная, в то время как между числом разрядов и числом дней с грозой зависимость оказалась более сложной.

Для построения карты числа разрядов на землю на ЕТС (рис. 3) была использована карта средней продолжительности гроз на ЕТС, полученная во Всесоюзном научно-исследовательском институте электроэнергетики по данным наблюдений 700 гидрометеорологических станций за 20-летний период [19].

Для сравнения полученных нами результатов с результатами других авторов приведена таблица числа ударов молнии на землю на 100 км² в различных частях земного шара (табл. 3). Эти сведения собраны из различных литературных источников. Приведенные данные не всегда сравнимы с данными, полученными нами методом пересчета числа дней с грозой на число грозовых разрядов.

Формулы вида (7) — (12), которые используются для нахождения числа разрядов по числу дней с грозой, выведены для континентальных условий. Поскольку для океанов подобных формул не существует, числа разрядов в этом случае вычислялись по формулам для суши, но с введением некоторой поправки. Эта поправка определялась по данным пеленгования грозовых очагов английской сетью катодных пеленгаторов. Сеть состояла из четырех пунктов, расположенных на Британских островах. Наблюдения на сети производились ежечасно, причем сведения давались не только о координатах очагов и их количестве, но и об их интенсивности, которая оценивалась по трехбалльной шкале.

Обработка результатов производилась следующим образом. За каждый месяц составлялась карта индекса I , характеризующего интенсивность грозовой деятельности, причем

$$I = \sum_0^{\infty} l_i m_i, \quad (13)$$

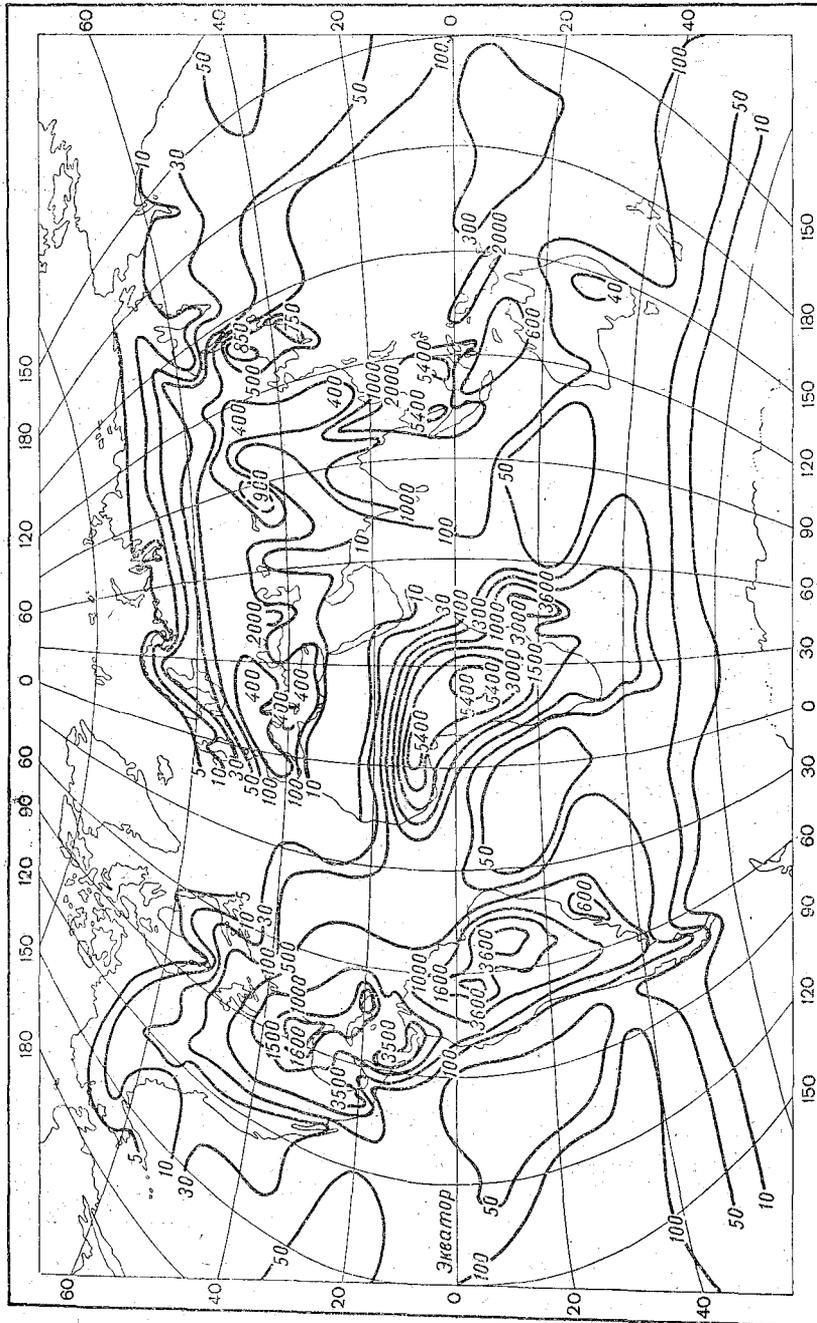


Рис. 2. Карта распределения числа грозных разрядов на земном шаре.

где l_i — число очагов в географическом квадрате со сторонами 5° интенсивностью m_i , оцениваемой по трехбалльной шкале. По месячным картам строились годовые карты. По таким картам для акватории северной

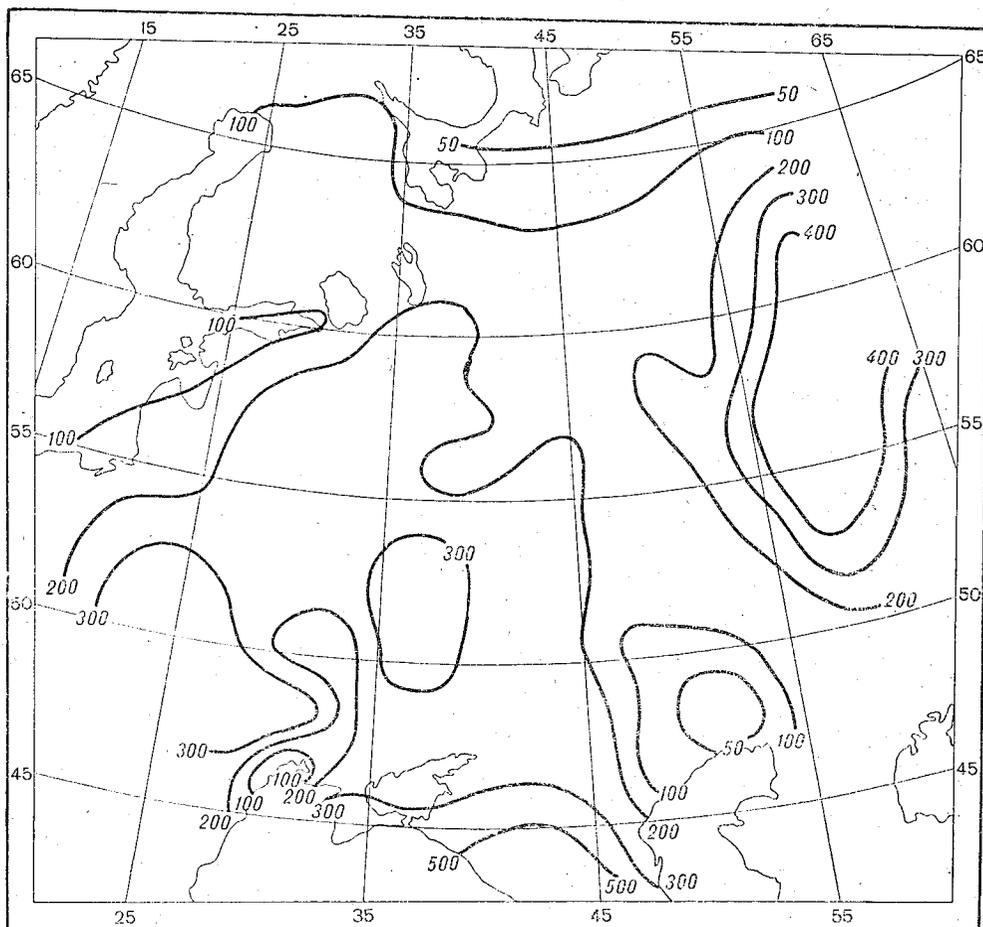


Рис. 3. Карта распределения числа грозных разрядов на землю по ЕТС.

части Атлантического океана и территории Европы было найдено отношение индексов $q = \frac{l_c}{l_o}$ для географических квадратов, равноудаленных на запад l_o и восток l_c от оси симметрии ($2^\circ 30'$ з. д.) куста катодных пеленгаторов. Случайно оказалось, что этот меридиан служит линией раздела между сушей и океаном. При таком методе нет необходимости вводить поправку на расстояние, так как рассматриваются равноудаленные от оси симметрии квадраты как в сторону суши, так и в сторону океана.

Если отношение числа дней с грозой над сушей T_c к числу дней с грозой над океаном T_o ,

$$\frac{T_c}{T_o} = Q, \quad (14)$$

то число разрядов над океаном, как это следует из (4) и с учетом (12) и (13),

$$N = aT^b \frac{Q}{q}. \quad (15)$$

Пользуясь выражением (15), были построены карты числа ударов молний на единицу площади над океаном. В формуле использованы коэффициенты a и b для равнин.

Аналогично этому можно построить карты числа разрядов над океанами по сезонам.

Поскольку данные о числе разрядов или интенсивности очагов атмосфериков над другими океанами отсутствовали, то полученные значения поправочных коэффициентов $\frac{Q}{q}$ в определенной степени произвольно распространены и на другие акватории.

ЛИТЕРАТУРА

1. Horner F. Radio noise from thunderstorms. Advances in radio research, v. 2. Edited by I. Saxton. Academic Press, London and New-York, 1964.
2. Malan D. I. Physics of Lightning, 1963.
3. An instrument for counting local lightning flashes. WMO Bulletin, v. 8, No. 1, 14, 1959.
4. Колоколов В. П. Некоторые особенности разрядной деятельности гроз в средних широтах. Труды ГГО, вып. 177, 1965.
5. Лыдзар П. С. Полупроводниковые грозорегистраторы. Труды ГГО, вып. 157, 1964.
6. Мейсон Б. Д. Физика облаков. Гидрометеоздат, Л., 1961.
7. Kaiser H. and Schutze H. G. Blizzählgeräte und ihre Anwendung für die Ortung vor Gewitterherden. Zeitschr. Meteorol., Bd 14, M. 2, 50, 1960.
8. Müller-Hillebrand. D. Lightning counters. Arkiv för Geophysik, Bd. 4, Nr. 10, 1963.
9. Aiyá S. V. C. Some characteristics of tropical thunderstorms. Nature (Eng), 208, No. 5011, 1965, 641—644.
10. Aiyá S. V. C., Sonde B. S. Spring thunderstorms over Bangalore. Proc. IEEÉ, 51, No. 11, 1963, 1493—1501.
11. Horner F. The design and use of instruments for counting local lightning flashes. Proc. Inst. El. Eng. 107, No. 34, 1960.
12. Махоткин Л. Г. Статистика атмосферных радиопомех. Геомагнетизм и аэронавигация, т. III, № 2, 1963, 284.
13. Chapman F. W. and Mascario R. C. V. Propagation of audio frequency radio waves to great distances. Nature, London, 177, 930—933, 1956.
14. Dennis A. S. und Pierce E. T. The return stroke of the lightning flash to earth as a source of VLF atmospherics. Radio science, 68, D, No. 7, 1964.
15. Махоткин Л. Г. Оценка параметров амплитудного распределения атмосфериков, генерируемых изолированным источником. Геомагнетизм и аэронавигация, т. IV, 1964.
16. Brooks C. E. P. Climate in everyday life, 1950.
17. Golde R. H. In: "Gas discharges and the electricity supply industry." Ed. by I. S. Forrest, p. 174, Butterworths, London, 1962.
18. Колоколов В. П., Пичахчи Г. И. Уровень атмосферных помех и некоторые особенности грозовой деятельности. Труды ГГО, вып. 146, 1963.
19. Труды ВНИИЭ, т. III, вып. 19, 1964.
20. Колоколов В. П., Симонова Р. И. Методика составления карт грозовых разрядов. Труды ГГО, вып. 177, 1965.
21. Israël H. Atmosphärische Elektrizität. Teil II, 1961.
22. Scrase F. I. Observation of atmospheric electricity at Kew. Geophys. Mem., London, 60, 1934.
23. Golde R. H. Frequency of occurrence of lightning flashes to earth. Q. J. Roy. Met. Soc., vol. 71, 1945.
24. Wagner C. F. et al. Field investigation of lightning. Trans. Amer. Inst. E. E., vol. 60, 1940.
25. Berger K. Messungen und Resultate der Blitzforschung der Jahre 1947 . . . 1954 auf dem Monte San Salvatore. Bull. Schweiz. Electrotechn., 46, Nr 5, 1955.

26. Стекольников И. С. Изучение молний в горной лаборатории Грузии. Электричество. № 2, 1940, 33—39.
27. Sire J. Note sur les enregistrements des eclairs realises en Brasszaville pendant l'annee 1960. La Meteorologie, 63, 1960.
28. Ellis et al. A lightning stroke counter, p. 308, CIGRE, vol. 111, 1958.
29. Prentice S. A. Thunderstorms in the Brisbane area. Journ. Inst. Engrs Austr., 32, No. 3, 1960.
30. WMO/OMM-1, No. 21, Tr. 21. World distribution of thunderstorm days, part 2, 1950.
31. Müller-Hillebrand D., Johanson D. O., Saraoja E. K. Lightning-counter measurements in Scandinavia. Proc. IEE, v. 112, No. 1, 1965.
32. Уотт и Максвелл. Характеристика атмосферных помех в диапазоне частот от 1 до 100 кГц. В об.: «Распространение длинных и сверхдлинных радиоволн». ИЛ, 1960.
33. Bruce C. E. R., and Golde R. H. The lightning discharge. Journ. Inst. Electr. Engrs, 88, 1941.
34. Horner F. The relationship between atmospheric radio noise and lightning. J. Atm. and Terrest. Phys. vol. 13, 140, 1958.
35. Pierce E. T. The influence of individual variations in the field changes due to lightning discharges upon the design and performance of lightning flash counters. Archiv für Meteorologie, Geophys. und Bioklim. Bd 1, H. 4, 78, 1956 (S. A.).

СВЯЗЬ ЧИСЛА ГРОЗОВЫХ РАЗРЯДОВ С СИНОПТИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКОЙ

В последнее время отдел атмосферного электричества Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова (ГГО) проводит серию работ, конечной целью которых является внедрение в практику метеорологических наблюдений счетчиков грозových разрядов. Предполагается использовать счетчики довольно широко: как приборы для выдачи штормового предупреждения (подобно тому, как это предполагается делать в Венгрии и Японии [1, 2]) и как индикаторы гроз в заданном районе для климатологических целей.

Определенную перспективность использования счетчиков молний в гидрометбюро может показать сопоставление синоптической обстановки по картам бюро погоды за основные сроки наблюдений и результатов измерений числа грозových разрядов с помощью счетчиков.

Наблюдения за грозowymi разрядами проводились в разных по физико-географическим условиям районах: Ленинграде (Воейково), Киеве, Одессе, Адлере. Там были установлены счетчики грозových разрядов с порогом срабатывания 1 в/м и шириной полосы пропускания 2—20 кгц. Эффективный радиус действия приборов составлял 250—300 км [3]. Для анализа синоптической обстановки использовались карты Ленинградского и Киевского бюро погоды за основные сроки наблюдений 3, 9, 15, 21 час.

На рис. 1 а представлены результаты измерений числа разрядов в Воейково за июнь — август 1966 г. На графике по оси абсцисс отложены дни наблюдений, а по оси ординат — суммарные количества атмосфериков, зарегистрированных за сутки счетчиком разрядов. Кружками отмечены дни, в которые на синоптических картах отмечались грозы. Хотя крупным максимумам зарегистрированных атмосфериков соответствовали отметки гроз на синоптических картах, тем не менее имеются отдельные увеличения числа атмосфериков в дни, когда на картах не отмечались грозы. Это, например, периоды с 6 по 7 июня и с 1 по 8 июля. В эти дни, видимо, имел место пропуск гроз синоптиками.

По приведенному графику можно определить естественный фон атмосфериков, т. е. количество атмосфериков, принимаемых из других областей, вне связи с грозовой деятельностью в заданном районе, определяемом эффективным радиусом действия прибора.

Для Воейково фон составлял около 1000 атмосфериков в сутки. Обращает внимание резкий рост количества принимаемых атмосфериков, предшествующий в ряде случаев максимуму атмосфериков. Это

СЛБ 340

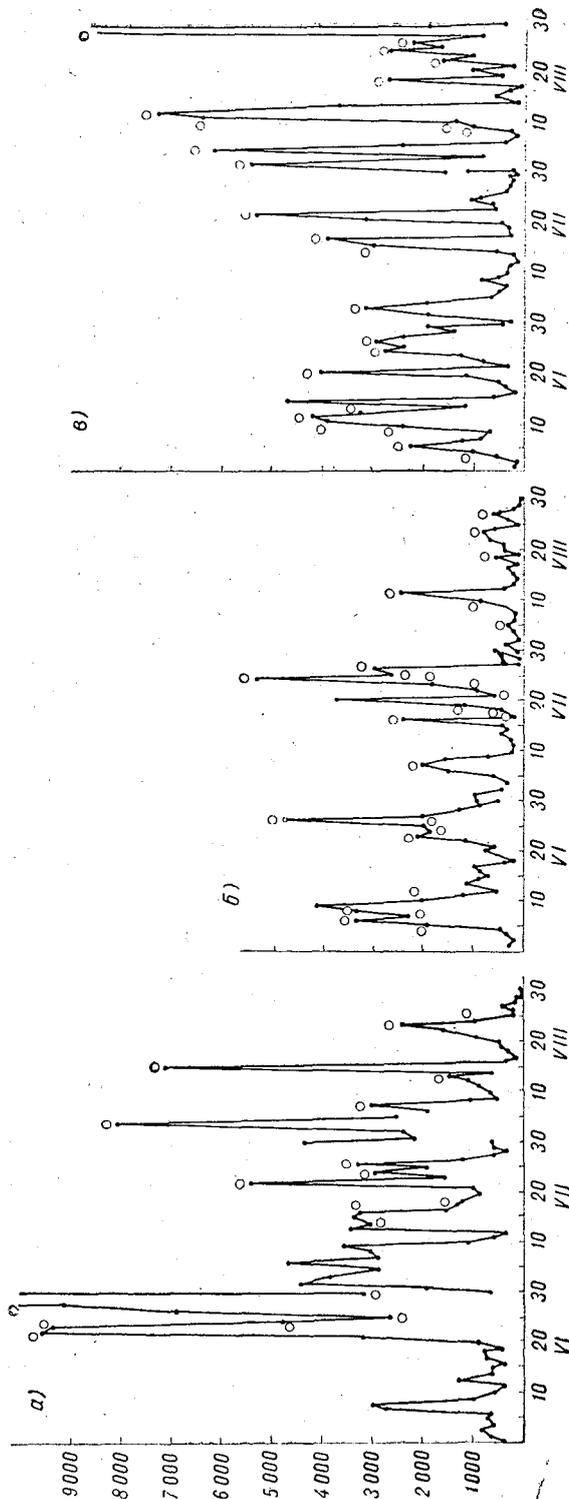


Рис. 1. Ход суточных чисел атмосферных аэрозолей по данным грозорегистраторов.
а — Ленинград (Войково), б — Киев, в — Адлер.

обстоятельство используется при выработке критерия штормового предупреждения [2]. Однако для выполнения подобной работы, скажем для Ленинградской области, требуется более детальный анализ хода атмосфериков, принимаемых прибором, а именно исследование суточного хода атмосфериков.

Подобные графики изменения числа принимаемых атмосфериков в течение летнего сезона 1966 г. были построены для Киева (рис. 1 б), Адлера (рис. 1 в). В Одессе картина хода грозовых разрядов похожа на наблюдавшуюся в Киеве. Наблюдения в Адлере интересны тем, что вблизи него развиваются горные грозы. Общее впечатление от графиков (рис. 1 б и 1 в) примерно то же, что и от предыдущего графика (рис. 1 а).

Отметкам гроз на синоптических картах почти всегда соответствует заметное увеличение числа принятых атмосфериков, в то время как имеются определенные дни, в которые наблюдается повышенное число атмосфериков, а на картах отметок о грозах нет. Фон для Киева и Адлера составляет меньше 1000 атмосфериков в день. Чтобы уточнить эту величину, требуется осреднить данные наблюдений за более длительный период. Следует отметить, что, несмотря на сравнительно большой срок (около 10 лет), в течение которого проводилась опытная эксплуатация счетчиков грозовых разрядов, детальных сведений, демонстрирующих итоги работы счетчиков изо дня в день, представлено мало. А именно из таких сведений, более детализированных добавлением неосредненных суточных ходов, и могут быть получены практические выводы по дальнейшей эксплуатации счетчиков. Но и приведенные данные показывают, что счетчики молний могут явиться хорошим помощником синоптиков в определении грозовых ситуаций в заданном районе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Galló V. Erfahrungen mit dem fünfkanaligen Blitzzähler. Jdojaras, 68, N 2, 81, 1964.
2. Higashimura M., Nishimura J., Kainuma S. Observational results by flash counter in winter and their relationship to cold fronts. J. Radio Res. Labs., v. 11, p. 295, 1964.
3. Колоколов В. П. Грозовая деятельность по данным инструментальных наблюдений (см. наст. сб.).

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГРОЗ В ГОРНЫХ РАЙОНАХ

Литературные данные о токах молний, наблюдаемых в горных районах, в общих чертах согласуются между собой. Токи, измеренные на Кавказе, оказались примерно в 2 раза меньше токов молний на равнине [1]. По исследованиям Робертсона, пиковые значения тока в возвратном ударе уменьшаются приблизительно в 1,5 раза при возрастании высоты на 1 км. Пиковые значения токов в отдельных разрядах колеблются в широких пределах, но медианные значения изменяются довольно закономерно (от 26 ка на уровне моря до 5 ка на высоте 4 км) [2].

Согласно эмпирическим формулам, предложенным В. В. Бургсдорфом [3], токи молний в горах в первом приближении в 2 раза меньше токов, зарегистрированных на равнине. Кроме того, вследствие малой проводимости горных пород, состоящих из скальных образований, в цепь разрядного контура вводится дополнительное сопротивление, снижающее крутизну фронта волны тока [4].

Брюс и Голд [5] в результате анализа волн тока в линиях электропередачи при прямых ударах молнии получили следующую эмпирическую формулу для тока возвратного удара $I(t)$:

$$I(t) = I_0(e^{-\alpha t} - e^{-\beta t}), \quad (1)$$

где t — время, $I_0 = 30$ ка, $\alpha = 4,4 \cdot 10^4$ сек.⁻¹, $\beta = 4,6 \cdot 10^5$ сек.⁻¹.

На основании этой формулы для максимального значения тока I^* получается следующее выражение:

$$I^* = I_0 \frac{\beta - \alpha}{\alpha} \left(\frac{\alpha}{\beta} \right)^\gamma, \quad (2)$$

где $\gamma = (\beta + \alpha) / (\beta - \alpha)$. Так как по данным измерений $\beta \gg \alpha$, из соотношения (2) следует, что $I^* \sim I_0$.

Обработывая результаты измерений, проведенных в горных районах Швейцарии, Бергер [6] получил для первого возвратного удара другие значения параметров α и β при одинаковом значении $I_0 = 30$ ка: $\alpha = 2 \cdot 10^4$ сек.⁻¹, $\beta = 2 \cdot 10^5$ сек.⁻¹. В этом случае, в виде исключения, пиковые значения токов молний в горных районах мало отличаются от пиковых значений токов молний, характерных для равнинной местности.

Данные о пиковых значениях тока в молниях представляют большой интерес для ряда технических приложений. Однако при обработке инструментальных наблюдений за числом грозовых разрядов требуется оценить не соотношение токов I , а соотношение напряженностей

электромагнитного поля E . Такие данные в литературе практически отсутствуют. Для получения самой ориентировочной оценки E в различных физико-географических условиях можно было воспользоваться только формулой (1), учитывая, что $E \sim I' = dI/dt$. С помощью формулы (1) получается следующее выражение для пикового значения $I'^* \sim E^*$.

$$E^* \sim (dI/dt)^* = I_0 (\alpha - \beta) \left(\frac{\alpha}{\beta}\right)^{\gamma}, \quad (3)$$

где $\gamma = (\beta + \alpha) / (\beta - \alpha)$.

В результате оценки величины E^* по формуле (3), в которую подставляются значения соответствующих параметров как по Брюсу и Голду, так и по Бергеру, оказывается, что даже при одинаковых значениях I_0 напряженность поля E^* уменьшается в горных районах Швейцарии примерно в 2 раза.

При исследовании спектральных особенностей атмосфериков, генерируемых молниями в горных районах, приходится встречаться с более серьезными трудностями, причем литературные данные, которые в какой-то мере могли бы использоваться для выяснения этого вопроса, крайне ограничены. Как известно, в горах велико относительное количество внутриоблачных разрядов, а по данным, приведенным в статьях [7, 8, 9], спектр внутриоблачных разрядов имеет максимум в области частот порядка 50—100 кгц, тогда как при разрядах на землю преобладают низкочастотные компоненты (5—10 кгц). К сожалению, обычная ссылка на ряд статей, относится по существу к единственному источнику — статье [7], из которой берется указанный вывод. Можно также предположить, что вследствие уменьшения длины разрядного канала молнии в горных условиях максимум в спектре атмосфериков смещается в сторону более высоких частот. Не исключено, что оба фактора действуют в большей или меньшей степени одновременно.

При крайней ограниченности экспериментальных данных, анализ которых может способствовать решению рассматриваемого вопроса, определенный интерес представляют результаты измерений с помощью грозорегистраторов, имеющих различные частотные характеристики. Для получения необходимых количественных характеристик грозовой деятельности отдел атмосферного электричества ГГО организовал наблюдения за числом разрядов с помощью грозорегистраторов, установленных в различных районах. Выбранные пункты снабжались грозорегистраторами нескольких типов, основные параметры которых приводятся в табл. 1. Результаты измерений, проводившихся главным образом в 1964—1966 гг., представлены в табл. 2 и 3, причем нумерация приборов указывается в соответствии с данными, приведенными в табл. 1. В результате сопоставления полученных данных обнаруживается достаточно определенная закономерность, заключающаяся в том, что в горных районах Кавказа возрастание количества зарегистрированных разрядов при

Таблица 1

Основные параметры грозорегистраторов

Прибор	Входная чувствительность, в	Длина вертикальной антенны, м	Чувствительность, по полю в/м	Частотный диапазон, кгц	Ширина полосы, кгц
№ 1	5,0	10	1	2—20	18
№ 2	5,0	10	1	2—60	58

Таблица 2

Число разрядов (тыс.), зарегистрированных грозорегистраторами (№ 1 и 2), и величины их отношений в условиях равнины

Станция	1964 г.			1965 г.		
	№ 1	№ 2	$\frac{\text{№ 2}}{\text{№ 1}}$	№ 1	№ 2	$\frac{\text{№ 2}}{\text{№ 1}}$
Воейково	137,6	173,3	1,3			
Александров	136,5	166,5	1,2	104,4	139,4	1,4
Астрахань	50,0	66,8	1,2	86,9		
Киев	127,7	147,0	1,2			
Сумма	451,8	553,6				
Среднее			1,2			

Таблица 3

Число разрядов (тыс.), зарегистрированных грозорегистраторами (№ 1 и 2), с полосой частот 2—20 и 2—60 кгц. 1966 г.

Станция	Май			Июнь			Июль		
	№ 1	№ 2	$\frac{\text{№ 2}}{\text{№ 1}}$	№ 1	№ 2	$\frac{\text{№ 2}}{\text{№ 1}}$	№ 1	№ 2	$\frac{\text{№ 2}}{\text{№ 1}}$
Адлер	23,4	35,6	1,5						
Тбилиси	16,9	62,0	3,7	37,6	60,8	1,6			
Киев	23,6	29,7	1,2						
Сухуми				65,0	82,3	1,3			
Воейково							59,1	62,2	1,1

увеличении ширины полосы выражено значительно резче, чем на равнине. Этот факт подтверждает сделанные ранее предположения о том, что в горных условиях максимум в спектре атмосфериков смещается в сторону более высоких частот. Для более детальной характеристики спектров атмосфериков, возникающих в различных районах, необходимы дополнительные данные, которые могут быть получены при дальнейшем продолжении начатой работы.

Выводы

При эксплуатации грозорегистраторов в горных районах для вычисления эффективного радиуса действия прибора берется меньшее значение медианной напряженности поля атмосфериков, чем на равнине. Кроме того, в этих условиях целесообразно сдвигать рабочую полосу прибора в сторону более высоких частот.

ЛИТЕРАТУРА

1. Стекольников И. С. Физика молнии и грозозащита. Изд. АН СССР. Свердловск, 1943.
2. Hogner F. Radio noise from thunderstorms. Advances in radio research, v. 2, Ed. by S. A. Saxton. Academic Press, London and New York, 1964.

3. Бургсдорф В. В. Грозозащита энергосистем и вопросы ее усовершенствования. Труды научно-технической сессии по перенапряжениям. Госэнергоиздат, М., 1949.
4. Бургсдорф В. В. Влияние проводимости грунта на токи молний. Электрические станции, № 11—12, 26, 1941.
5. Bruce C. E. R., Golde R. H. The lightning discharges. Journ. Inst. Electr. Engrs. 88, 1941.
6. Berger K. Bull. Schweiz. Elektrotechn, 46, Nr. 5, 1955.
7. Pierce E. T. The influence of individual variations in the field changes due to lightning discharges upon the design and performance of lightning flash counters. Archiv für Meteorol., Geophys und Bioklimatol., Ser. A, Bd 9, H. 1, 1956.
8. Kaiser H., Schultze H. G. Blitzzählgeräte und ihre Anwendung für die Ortung von Gewitterherden. Zeitschr. Meteorol., Bd 14, H. 2, 50, 1960.
9. Israël H. Atmosphärische Elektrizität. Teil 2, Leipzig, 1961.

Т. В. ЛОБОДИН, К. А. СЕМЕНОВ, П. С. ЛЫДЗАР,
В. А. КУТЯВИН, В. И. СИНЕГУБОВ

ИССЛЕДОВАНИЕ РЕЖИМА РАБОТЫ ПОЛУПРОВОДНИКОВЫХ ГРОЗОРЕГИСТРАТОРОВ

В течение длительного времени в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова для регистрации атмосферных помех применяются довольно простые в работе узкополосные счетчики числа разрядов ПРГ-1, а также широкополосные приборы, регистрирующие число атмосферных помех, превышающих по амплитуде заданный уровень [1, 2]. Чувствительность широкополосных приборов, условно называемых уровнями, изменяется в зависимости от требований в широких пределах. На практике применяются приборы с чувствительностью по полю от 100 мВ/м до 15 в/м и резонансной частотой от 5 до 17 кгц.

Принципиальные схемы модернизированных ПРГ-1м и «уровней» такие же, как приведены в работе [2], с той лишь разницей, что в них на входе вместо катодного повторителя, собранного на лампе 1Ж24Б, применен эмиттерный повторитель, собранный на двух полупроводниковых триодах.

При выполнении настоящей работы преследовались следующие цели.

1. Проверить изменение порога срабатывания приборов при изменении температуры t окружающей среды с тем, чтобы определить допускаемый интервал вариаций t , соответствующий заданной точности измерений.

2. Оценить влияние колебаний температуры на изменение частотных характеристик приборов.

3. Рассчитать коэффициенты связи, позволяющие сравнивать средние величины чисел атмосфериков, получаемые приборами, с различными частотными характеристиками.

Изменение порогов срабатывания при различных температурах определялось по результатам испытаний четырех приборов с одинаковой чувствительностью по полю (1 в/м). На уровне 0,5 ширина полосы пропускания $\Delta\nu_{0,5}$ прибора «А» 55 кгц (3—58 кгц) с максимумом на 13 кгц, прибора «О» 20 кгц (2—22 кгц) с максимумом на 6 кгц, ПРГ-1м 4 кгц при резонансной частоте 62 кгц и прибора «Б» 130 кгц (3—133 кгц) с максимумом на 17 кгц.

Все приборы одновременно помещались в термокамеру с вентиляцией, температура которой могла изменяться от -15 до $+40^\circ$. Для получения репрезентативных данных производилась выдержка приборов при заданной температуре в течение 2 час.

На вход каждого прибора с помощью генератора подавался градуировочный сигнал. Пороговое значение амплитуды импульса определялось обычным способом по четкому срабатыванию приборов.

Результаты измерений приведены на рис. 1, на котором по оси абсцисс отложена температура t , а по оси ординат — величина порога срабатывания v_n приборов в процентах. За 100 % принято значение v_n при $t=20^\circ$. Как видно из рис. 1, ход изменения чувствительности приборов $\psi=f(t)$ значительный. Измерения показали, что при изменении температуры от -15 до $+40^\circ$ чувствительность приборов изменяется в 5–10 раз. В среднем с увеличением полосы пропускания градиент

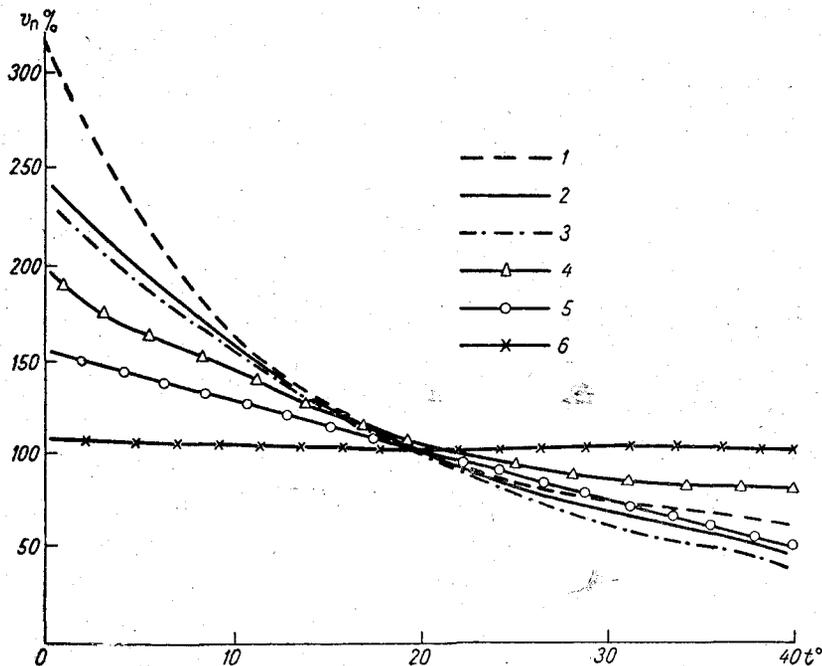


Рис. 1. Изменение порога срабатывания с температурой.

Для приборов: Б (1), А (2), О (3), О с компенсацией (4), ПРГ-1м (5), ПРГ-1м с компенсацией (6).

чувствительности $N = \frac{d\psi}{dt}$ увеличивается.

Среднее значение \bar{N} для наших приборов получилось:

Прибор	А	О	ПРГ-1м	Б
\bar{N} %/град.	4,8	3,5	2,2	7,1

Однако для «уровней» значение \bar{N} сильно изменяется в различных интервалах температур:

Интервал температур (град.)	-10-0	0-10	10-20	20-30	30-40
\bar{N} %/град.	10	5	4	2,5	1,5

тогда как для ПРГ-1м оно остается практически постоянным (2,2%/град.).

Так как исследуемые приборы предназначены для работы в отапливаемых помещениях, имеет смысл рассматривать изменение порога срабатывания в интервале температур 10—40°.

Принимая комнатную температуру равной 20° и значение порога срабатывания при этой температуре равным единице, найдем отклонения в определении расстояния до источника R и числа разрядов g при изменениях температуры на 20° в обе стороны. При этом будем исходить из соотношений, полученных в работе [3]:

$$E_n R = A_1 \text{ и } g(E_n) E_n^2 = A_2,$$

где A_1 и A_2 — постоянные, E_n — порог срабатывания. Результаты расчетов приведены в табл. 1.

Таблица 1

	Температура, град.								
	0	5	10	15	20	25	30	35	40
До температурной компенсации									
„Уровни“:									
V_n	2,7	2,1	1,6	1,2	1,0	0,8	0,7	0,6	0,5
R км	0,4	0,5	0,6	0,8	1,0	1,2	1,4	1,7	2,0
g	0,1	0,2	0,4	0,7	1,0	1,5	2,2	3,3	4,3
ПРГ-1м:									
V_n	1,7	1,6	1,4	1,3	1,0	0,9	0,8	0,7	0,6
R км	0,6	0,6	0,7	0,8	1,0	1,1	1,2	1,4	1,7
g	0,3	0,4	0,5	0,6	1,0	1,2	1,4	2,0	2,9
После температурной компенсации									
„Уровни“:									
V_n^*	1,9	1,6	1,4	1,2	1,0	0,9	0,8	0,8	0,8
R^* км	0,5	0,6	0,7	0,8	1,0	1,1	1,2	1,2	1,3
g^*	0,4	0,4	0,5	0,7	1,0	1,2	1,4	1,5	1,6
ПРГ-1м:									
V_n^*	1,1	1,1	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
R^* км	0,9	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
g^*	0,8	0,9	0,9	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0

Как видно из табл. 1, отклонение температуры от 20° на $\pm 5^\circ$ приводит к изменению R на 40% для «уровней» и на 30% для ПРГ-1м. Изменение g в этом же интервале температур не превышает 80% для «уровней» и 60% для ПРГ-1м. При этом предполагается, что частотные характеристики приборов не зависят от температуры.

При сравнении измерений, проведенных в широком интервале температур, необходимо или вводить поправки на температуру согласно

рис. 1 или предусмотреть введение в схемы приборов температурной компенсации. Второй путь является более удобным.

Стабилизация режима работы приборов может быть достигнута введением температурной компенсации, которая заключается в следующем.

Диоды Д2-Е включаются последовательно между базой и эмиттером первого транзистора мультивибратора. За счет шунтирования диодами перехода база-эмиттер стабилизируется положение рабочей точки транзистора, что и приводит к температурной компенсации.

Эффективность применения температурной компенсации видна из сравнения кривых 5 и 6 рис. 1, показывающих изменение v_n для ПРГ-1м в зависимости от температуры без компенсации и с компенсацией соответственно. Ход кривой 6 показывает, что с вводом температурной компенсации изменение t в пределах $0-40^\circ$ приводит к изменению v_n примерно на 10%, а в рабочем диапазоне температур — меньше чем на 5%.

Введение температурной компенсации для «уровней» также позволяет уменьшить изменение v_n в зависимости от температуры (см. кривые 4 и 5 рис. 1 для прибора О с компенсацией и без нее соответственно). С вводом компенсации изменение v_n в диапазоне $20-30^\circ$ составило около 15%, а в диапазоне $10-20^\circ$ 40%. В рабочем же интервале ($15-25^\circ$) изменение составляет всего 28%.

Относительные значения v_n , R , g с учетом температурной компенсации отмечены звездочкой. Следует заметить, что специальным подбором диодов Д2-Е можно еще несколько улучшить стабилизацию чувствительности «уровней». Однако добиться полной стабилизации для данной схемы не удалось. При определении изменения частотных характеристик в зависимости от t было обнаружено расширение полосы пропускания с ростом температуры. В среднем расширение полосы не превышает 10%. Размывание частотной характеристики становится значительным только в области высоких частот. Учитывая частотный спектр атмосфериков получим погрешность в определении числа разрядов в рабочем диапазоне температур около 5%. Таким образом, температурную зависимость частотных характеристик можно не учитывать.

Для получения более полной характеристики разрядной деятельности часто бывает необходимо сопоставить данные о числе грозных разрядов, полученные приборами с различной чувствительностью и разными частотными характеристиками. Подобное сопоставление может быть проведено только по достаточно большому числу наблюдений, когда в значительной мере сглаживаются индивидуальные особенности гроз и проявляются общие закономерности амплитудного распределения атмосфериков [4].

Как показано в работе [3], для однотипных приборов число разрядов $g(E_n)$, превышающих заданный уровень E , определяется соотношением:

$$g(E_n) = e^{2\sigma^2 \frac{\pi G}{E_n^2}}, \quad (1)$$

где G — плотность числа грозных разрядов, σ — стандартное отклонение.

Сопоставляя числа разрядов, получаемых приборами с различными частотными характеристиками и разными полосами пропускания, необходимо иметь следующие исходные данные:

- а) частотный спектр атмосфериков,
- б) частотные характеристики сравниваемых приборов,

в) входные параметры приборов.

Для простоты сопоставления нами были выбраны приборы с одинаковой чувствительностью по полю $E_{\Pi} = 1$ в/м.

В связи с отсутствием образцового измерительного прибора для регистрации грозовых разрядов сопоставление результатов измерений может носить лишь относительный характер, причем за единицу принимаются показания самого широкополосного прибора Б.

Расчеты производились следующим образом. Были построены частотные характеристики приборов $A_i = F(\nu)$ и частотный спектр грозовых разрядов на землю $\Phi = f(\nu)$ по данным Хорнера и Бруса-Голда. Затем была проведена привязка точек кривых $A_i = F(\nu)$, заключающаяся в приведении кривых к единому по величине значению $A_{i \max}$. После этого перемножили ординаты кривых A_i и Φ на данной частоте.

Полученные таким образом кривые учитывают характеристики каждого прибора и частотный спектр атмосфериков. Величина A_i имеет смысл некоторого коэффициента, а произведение $A_i \Phi$ имеет размерность напряженности поля. Ввиду того, что величина $\Phi = f(\nu)$ резко уменьшается при $0,1 < \nu < 100$ кгц, основной вес значения Φ имеют именно в этом промежутке.

Для сравнения числа разрядов, регистрируемых различными приборами, строились энергетические кривые, представленные на рис. 2

$$w_i = [F_i(\nu) \cdot f(\nu)]^2. \quad (2)$$

Ради удобства сопоставления изменений значения w_i на рис. 2 даны в процентах. При этом за 100% принималось наибольшее ($w_{i \max}$) из всех сравниваемых значений w_i .

Отношение числа разрядов g_1 и g_2 , получаемых двумя приборами с одинаковой чувствительностью и различными частотными характеристиками, может быть представлено формулой вида

$$\frac{g_1}{g_2} = \frac{k_1^2 \int_{\nu_{01}}^{\nu_{11}} [F_1(\nu) \cdot f(\nu)]^2 d\nu}{k_2^2 \int_{\nu_{02}}^{\nu_{22}} [F_2(\nu) \cdot f(\nu)]^2 d\nu}, \quad (3)$$

где ν_{01} , ν_{11} , ν_{02} и ν_{22} — пределы интегрирования, охватывающие области изменения w_i на два порядка, а k_1 и k_2 — некоторые постоянные коэффициенты.

Коэффициенты k_1 и k_2 имеют следующий смысл. При градуировке приборов с различными частотными характеристиками необходимо учитывать частотный спектр сигнала от контрольного генератора. Так как привязка A_i в нашем случае проводилась по максимальным значениям этих функций, то и значения порога ν_{Π} необходимо определять на частотах, соответствующих $A_{i \max}$. В этом случае градуировка имеет ясный физический смысл.

Нами в качестве градуировочного прибора использовался звуковой генератор. Определялся коэффициент $k_i = \frac{\nu_{i \max}}{\nu_{0 \max}}$. Так как показания прибора Б были приняты за единицу, значение $\nu_{0 \max}$ определялось для этого прибора. Были получены следующие величины k_i : 0,98; 1,1; 1,3 для приборов О, А и ПРГ-1м соответственно.

Результаты расчетов по формуле (3) и экспериментальные данные за 1966 г., полученные по наблюдениям в Воейково, представлены в табл. 2.

Сравнивая расчетные и экспериментальные данные табл. 2, можно отметить удовлетворительное их совпадение. Расхождение, полученное для ПРГ-1м, может быть связано с тем, что в ПРГ-1м применена антенна, отличающаяся от других как по длине, так и по высоте установки над землей [7]. Если изменение длины антенны может быть учтено, то

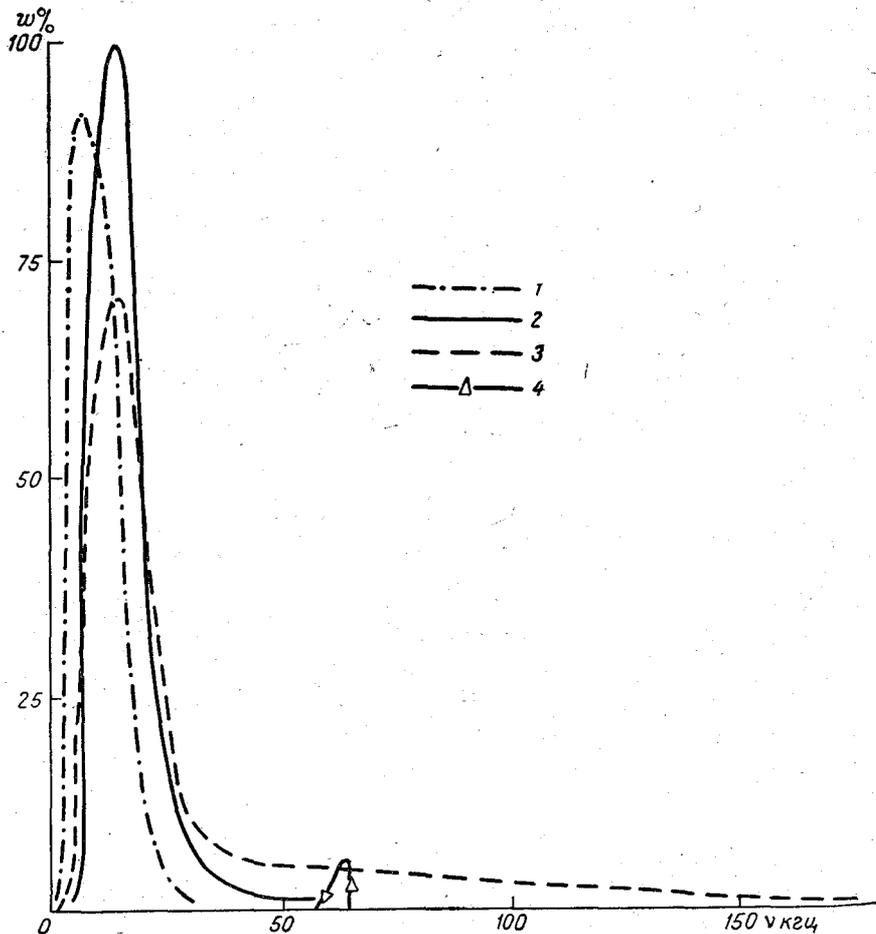


Рис. 2. Зависимость функции w от частоты.
Для приборов: О (1), А (2), Б (3), ПРГ-1м (4).

Таблица 2

$\frac{g_1}{g_2}$	Прибор			
	Б	А	О	ПРГ-1м
Расчетное	1	0,89	0,76	0,04
Экспериментальное	1	0,75	0,68	0,07

Примечание. За величину g_2 принято количество разрядов прибора Б, а значения g_1 брались для приборов А, О и ПРГ-1м соответственно.

различие в высоте установки разных антенн над землей практически не поддается учету. Для подобных расчетов необходимо знать зависимость числа принимаемых разрядов от высоты установки антенны над землей на единицу длины антенны. Кроме того, следует учесть, что ПРГ-1м настроен на частоту около 60 кгц, где, по Пирсу, величины амплитуд атмосфериков от разрядов на землю и междуоблачных разрядов примерно равны.

Если учесть, что по данным различных авторов [5, 6] число междуоблачных разрядов в зависимости от широты места наблюдения может на порядок превышать число наземных разрядов, то можно ожидать, что за счет приема внутриоблачных разрядов ПРГ-1м будет регистрировать больше разрядов, чем следует из расчета, что и наблюдается на практике.

Для сравнения общего числа разрядов, регистрируемых разными приборами, необходимо было бы вычислить значение $\omega_{i\text{обл}} = A_i \Phi_{\text{обл}}$ с учетом частотного спектра внутриоблачных разрядов, затем рассчитать отношение

$$\frac{g_1}{g_2} = \frac{k_1^2 \left\{ n_1 \int_{\nu_{01}}^{\nu_{11}} [F_1(\nu) \cdot f(\nu)]^2 d\nu + n_1^0 \int_{\nu_{01}}^{\nu_{11}} [F_1(\nu) \cdot f_{\text{обл}}(\nu)]^2 d\nu \right\}}{k_2^2 \left\{ n_2 \int_{\nu_{02}}^{\nu_{22}} [F_2(\nu) \cdot f(\nu)]^2 d\nu + n_2^0 \int_{\nu_{02}}^{\nu_{22}} [F_2(\nu) \cdot f_{\text{обл}}(\nu)]^2 d\nu \right\}}, \quad (4)$$

где $f_{\text{обл}}(\nu)$ — частотный спектр внутриоблачных разрядов; ν_{02} и ν_{22} — частоты, при которых $\omega_{i\text{обл}}$ составляет один процент от $\omega_{i\text{обл}\cdot\text{max}}$; n_1, n_2, n_1^0 и n_2^0 — веса наземных и междуоблачных разрядов соответственно.

Трудность вычисления уравнения (4) заключается в отсутствии полных данных о ходе функции $f_{\text{обл}}(\nu)$, а также в незнании соотношений между числом междуоблачных и наземных разрядов. Однако по ходу передней части кривой $f_{\text{обл}}(\nu)$ видно, что $\omega_{\text{обл}}$ для ПРГ-1м больше, чем, например, для более широкополосного прибора О.

В том случае, когда сравниваются приборы не только с различными характеристиками, но и с разной чувствительностью, отношение числа разрядов будет определяться комбинацией уравнений (1) и (3)

$$\frac{g_1}{g_2} = \frac{k_1^2 E_{2\pi}^2 \int_{\nu_{01}}^{\nu_{11}} [F_1(\nu) \cdot f(\nu)]^2 d\nu}{k_2^2 E_{1\pi}^2 \int_{\nu_{02}}^{\nu_{22}} [F_2(\nu) \cdot f(\nu)]^2 d\nu}, \quad (5)$$

где $E_{1\pi}$ и $E_{2\pi}$ — пороги первого и второго приборов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Знаменский А. А. Инструментальная регистрация гроз полупроводниковым регистратором ПРГ-1м. Труды ГГО, вып. 110, 1960.
2. Лыдзар П. С. Полупроводниковые грозорегистраторы. Труды ГГО, вып. 157, 1964.
3. Махоткин Л. Г., Лыдзар П. С. Ориентировочная оценка удаленности гроз по амплитудам атмосфериков. Труды ГГО, вып. 146, 1963.
4. Махоткин Л. Г. Статистика атмосферных радиопомех. Геомагнетизм и аэронавигация, т. 3, № 2, 1963.
5. Колоколов В. П. Некоторые особенности разрядной деятельности гроз в средних широтах. Труды ГГО, вып. 177, 1965.
6. Мейсон Б. Д. Физика облаков. Гидрометеиздат, Л., 1961.
7. Семенов К. А. Некоторые результаты испытаний грозорегистраторов с малым радиусом действия. Труды ГГО, вып. 157, 1964.

К РАБОТЕ УСТАНОВКИ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ МЕСТОПОЛОЖЕНИЯ БЛИЗКИХ ГРОВОНЫХ ОЧАГОВ

В работе [1] дано описание и приводится принципиальная схема установки для пеленгования близких гроз из одного пункта, в которой для определения азимута грозовых разрядов используются две одинаковые рамочные антенны, а для определения расстояния — многоступенчатый амплитудный анализатор.

Целью настоящей работы является определение ошибок в регистрации азимутов грозовых разрядов, а также выбор режима работы амплитудных анализаторов в применяемой установке. Как отмечено выше, для определения азимута грозовых разрядов применяются две одинаковые рамочные антенны, которые устанавливаются на некотором расстоянии друг от друга. Антенны устанавливаются таким образом, чтобы плоскости их были взаимно перпендикулярными.

Каждая рамочная антенна принимает в зависимости от направления прихода волны атмосферика напряжение V , равное

$$V = 2\pi \frac{\omega S}{\lambda} E \cos \alpha,$$

где ω — число витков, S — площадь рамки, λ — длина волны, E — напряженность электрического поля, α — угол между направлением прихода атмосферика и плоскостью рамки.

Как отмечено в [1], эти напряжения от каждой рамочной антенны усиливаются в двух отдельных усилительных каналах и после этого подводятся к отклоняющим пластинам электронно-лучевой трубки. Ошибка в определении азимута атмосфериков Δ с помощью указанного метода складывается из следующих частей:

1. δ_1 — ошибка в установке рамочных антенн.
2. δ_2 — неточность установки отклоняющих пластин электронно-лучевой трубки.
3. δ_3 — нестабильность коэффициентов усиления приемных каналов усилителей, связанных с рамочными антеннами.
4. δ_4 — ошибка пеленга, связанная с девиацией.
5. δ_5 — ошибка, связанная с антенным эффектом в гониометрической системе.

Таким образом, максимальная ошибка в определении азимута атмосфериков может быть записана следующим образом:

$$\Delta_{\max} = \delta_1 + \delta_2 + \delta_3 + \delta_4 + \delta_5 = \Delta_1 + \Delta_2, \quad (1)$$

где Δ_1 — постоянная ошибка и Δ_2 — ошибка, зависящая от стабильности работы установки.

Оценка каждой из указанных ошибок приводит к следующему результату:

1. $\delta_1 < \pm 0,5^\circ$. Эта ошибка определяется точностью изготовления антенн.

2. $\delta_2 \leq \pm 2^\circ$. Ошибка определяется техническим условием завода-изготовителя и приводится в паспорте электроннолучевой трубки.

3. $\delta_3 < \pm 0,5^\circ$. (Согласно экспериментальным данным).

4. δ_4 — меняется в широких пределах и зависит от влияния местности и близлежащих предметов. Эта ошибка, как показывает опыт работы, может быть сведена к минимуму (до $2-3^\circ$) при выполнении специальных требований к установке антенн.

5. Для сведения к минимуму ошибки, связанной с антенным эффектом, изготовлены симметричные рамочные антенны с заземленной средней точкой. Антенны снабжены электрическим экраном и связаны со входом прибора через промежуточный трансформатор. Как показано в [6], для рамочных антенн ошибка

$$2\delta'_5 = \frac{D \cos 2\alpha - E \sin 2\alpha + 2a_2 \cos \alpha - 2a_1 \sin \alpha}{E \cos 2\alpha + D \sin 2\alpha + 2a_1 \cos \alpha + 2a_2 \sin \alpha + 1}, \quad (2)$$

где

$$D = 2(a_1 a_2 + b_1 b_2), \quad E = (a_1^2 b_1^2) - (a_2^2 + b_2^2)$$

— коэффициенты ошибок; α — угол прихода атмосферика; a_1 и a_2 — отношение амплитуд э.д.с. фазных антенных эффектов рамок к амплитуде максимальной э.д.с. направленного приема; b_1 и b_2 — то же отношение для нефазных эффектов.

Так как в применяемой установке рамки антенн идентичны,

$$a_1 = a_2 = a, \quad b_1 = b_2 = b, \quad E = 0 \quad \text{и} \quad D = 2(a^2 + b^2).$$

Тогда максимальная ошибка может быть выражена следующей формулой:

$$\delta_5 = 2\delta'_{\max} = \frac{a^2 + b^2 + a}{a + 0,5}. \quad (3)$$

Для определения этой ошибки, которая является основной в данном приборе, необходимо снять диаграмму направленности. Диаграмма направленности для применяемой установки дана на рис. 1.

Для коэффициентов a и b имеем следующие выражения:

$$a = \frac{OA - OC}{OA}, \quad (4)$$

$$b = \frac{OB}{OA}. \quad (5)$$

Подставляя в (4) и (5) экспериментальные значения $OA=96$, $OC=100$, $OB=1$, получим:

$$a = 4 \cdot 10^{-2}, \quad b = 10^{-2}.$$

Подставляя эти значения a и b в формулу (3), получим максимальную ошибку, связанную с фазным и нефазным антенными эффектами для применяемой системы

$$\delta_{5 \max} = \pm 1,8^\circ.$$

Таким образом, общая максимальная ошибка Δ в определении азимута атмосферика будет

$$\Delta_{\max} = 6,8^\circ.$$

Систематическая ошибка Δ_1 может быть выражена следующей формулой:

$$\Delta_1 = \delta_1 + \delta_2 + \delta_4 \quad (6)$$

Эта ошибка определяется при градуировке прибора, работающего в данном месте, по результатам пеленгования действующих низкочастотных радиостанций. Таким образом, максимальная ошибка в определении азимута грозового разряда, связанная со стабильностью работы прибора, зависит только от величин δ_3 и δ_5 . Подставляя в уравнение (1) значения δ_3 и δ_5 , получим $\Delta_2 = \pm 2,3^\circ$.

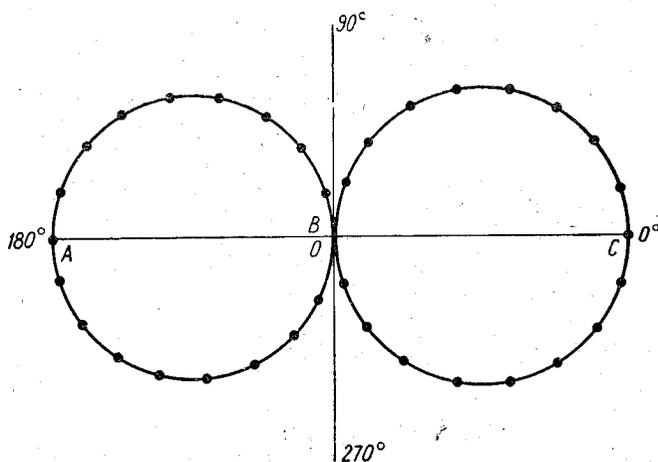


Рис 1. Диаграмма направленности рамочной антенны.

Таким образом, при выполнении специальных требований к установке приемных антенн, сформулированных в работе [1], точность определения местоположения грозовых разрядов совершенно достаточна для практических целей.

Для определения расстояний до источника грозовых разрядов в случае, когда исходные величины имеют большие случайные флюктуации, используется статистический метод оценки амплитуд по определенным порогам [2]. Обоснование возможности оценки расстояния до близких грозовых очагов по амплитудам атмосфериков, превышающим заданный уровень, а также обобщение большого экспериментального материала наблюдений дано в работах [2, 3, 4, 5].

В настоящей статье приведем некоторые конкретные данные, характеризующие работу установки для определения местоположения близких грозовых очагов.

Как указано в работе [5], целесообразно выбирать градации расстояний, изменяющиеся от уровня к уровню в 2 раза. Однако метод расчета чувствительности остается неизменным, если имеются некоторые отступления от принятого требования. В конечном счете, если соседние града-

ции расстояний отличаются несколько меньше, чем в 2 раза, это приводит только к большему перекрытию соседних зон.

По техническим требованиям было необходимо, чтобы прибор регистрировал расстояние до грозового разряда по следующим градациям: 0—25, 25—50, 50—100, 100—170, 170—270, 270—400 км. Приведем результаты расчета чувствительности и постоянной прибора для принятых градаций по расстояниям.

Используем также экспериментальные данные [5] о величинах порога срабатывания $V_{п}$, при которых почти не регистрируются разряды, приходящие с расстояний, превышающих данное $R_{п}$. При этом, как указано в работе [5], произведение $R_{п}V_{п}$ является постоянной величиной.

Для принятых нами градаций расстояний значения $\bar{R}_{п}$, $\bar{V}_{п}$ и отклонения от среднего значения $\bar{R}_{п}\bar{V}_{п}$ представлены в табл. 1.

Используя данные табл. 1, можно рассчитать средний шаг порога срабатывания прибора γ в единицах σ , где σ — стандартное отклонение в распределении амплитуд атмосфериков из данного источника, которое принимаем согласно [5], равным 6 дБ или при переходе к натуральным логарифмам равным 0,7. Таким образом, для принятых нами градаций $\gamma = 0,62\sigma$.

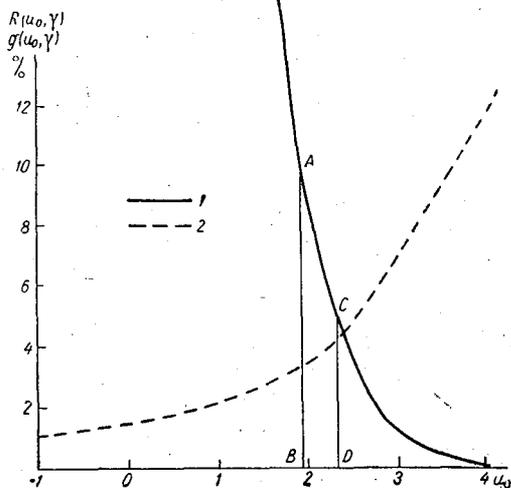


Рис. 2. Зависимость отношения числа разрядов на соседних уровнях $R^*(u_0, \gamma)$ и числа разрядов, зарегистрированных прибором, $g(u_0, \gamma)$ от параметра u (γ и u выражены в единицах σ).
1 — $g(u_0, \gamma)$, 2 — $R^*(u_0, \gamma)$.

Таблица 1

Номер индикатора	$R_{п}$ км	$V_{п}$ в	$R_{п} V_{п}$ в·км	$\bar{R}_{п}\bar{V}_{п}$ в·км	Отклонение от среднего, %
1	25	2,0	50	61	-18
2	50	1,0	50	—	-18
3	100	0,6	60	—	-2
4	170	0,4	68	—	11
5	270	0,25	68	—	11
6	400	0,18	72	—	18

Для определения зон перекрытия соседних градаций и процента принимаемых из данного источника разрядов рассчитаем отношение числа разрядов $R^*(u_0, \gamma)$, принимаемых двумя соседними индикаторами, один из которых имеет логарифм порога u_0 , а другой $u_0 - \gamma$.

$$R^*(u_0, \gamma) = \frac{\int_{u_0-\gamma}^{\infty} e^{-\frac{u^2}{2\sigma^2}} du}{\int_{u_0}^{\infty} e^{-\frac{u^2}{2\sigma^2}} du} \quad (7)$$

Доля разрядов, принятых данным прибором,

$$g(u_0) = \frac{1 - \Phi(u)}{2}, \quad (8)$$

где

$$\Phi(u) = \frac{2}{\sqrt{2\pi}} \int_{u_0}^{\infty} e^{-\frac{u^2}{2\sigma^2}} du. \quad (9)$$

На рис. 2 построена зависимость $R^*(u_0, \gamma)$ и $g(u_0, \gamma)$ от логарифма порога u_0 , выраженного в единицах σ для принятых нами градаций расстояния. Как видно из рисунка, интервал приемлемых значений u_0 лежит в пределах 1,8—2,3 σ (точки *B* и *D*).

Увеличение $g(u_0, \gamma)$ до значений, больших 10% (точка *A*), нежелательно, так как с увеличением числа принимаемых разрядов увеличиваются зоны перекрытия соседних уровней.

Увеличение $R^*(u_0, \gamma)$ до значений, больших 5 (точка *C*), приводит к тому, что прибором регистрируется незначительный процент всех принимаемых разрядов. В зоне, ограниченной прямыми *AB* и *CD*, регистрируются 5—10% разрядов источника. При этом перекрытие соседних зон меняется от 20 до 30%.

На основании экспериментальных данных в работе [5] был определен характер зависимости вероятности числа регистрируемых разрядов $P(R)$ от расстояния до источника R .

Принятому нами значению $P(R) = 5 + 10\%$ соответствует среднее значение $R = 40$ км. При этом чувствительность прибора $V_n = 1,5$ в. Таким образом, произведение $V_n R = 60$ в · км, что соответствует данным, приведенным в табл. 1.

Так как грозовой очаг состоит по крайней мере из нескольких грозowych ячеек, каждая из которых генерирует в среднем три грозowych разряда в минуту [7], легко видеть, что при выборе периода наблюдений 5—10 мин. при помощи установки для определения местоположения близких грозowych очагов регистрируется около 10 разрядов, что вполне достаточно для определения местоположения грозowego очага.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лыдзар П. С. Установка для определения местонахождения близких грозowych очагов с одного пункта. Труды ГГО, вып. 188, 1966.
2. Махоткин Л. Г. Изменение скачков напряженности электростатического поля в зависимости от расстояния до грозowego разряда. Физика атмосферы и океана. Изв. АН СССР, т. 1, № 2, 1965.
3. Махоткин Л. Г. Оценка параметров амплитудного распределения атмосфериков, генерируемых изолированным источником. Гесмагнетизм и аэрoномия, том IV, 1964.
4. Махоткин Л. Г., Семенов К. А. Статистика грозowych разрядов. Труды ГГО, вып. 146, 1963.
5. Махоткин Л. Г., Лыдзар П. С. Ориентировочная оценка удаленности гроз по амплитудам атмосфериков. Труды ГГО, вып. 146, 1963.
6. Кукес Н. С., Старик М. Е. Основы радиопеленгации. Изд. «Советское радио», М., 1964.
7. Мейсон Б. Д. Физика облаков. Гидрометеoиздат, Л., 1961.

АЗИМУТАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ АТМОСФЕРИКОВ

Цель изучения азимутального распределения атмосфериков — установить преобладающие направления прихода атмосфериков в некоторую точку земной поверхности, относительное распределение атмосфериков по условно выбранным секторам и изменение азимутального распределения в течение суток, от сезона к сезону, а также по годам. Азимутальное распределение в ряде географических пунктов Европы рассматривается в работах [1, 2, 3, 4]. Наблюдения, послужившие основой для указанных работ, проводились авторами в различные годы, в различных пунктах наблюдения, в течение различных промежутков времени, на аппаратуре различных типов. Тем не менее, удалось установить общие закономерности азимутального распределения. В частности, во всех работах отмечается существенный вклад как постоянно действующих, так и сезонных очагов грозовой деятельности в формирование азимутального распределения. Естественно, что на графиках, построенных по наблюдениям за длительный промежуток времени, атмосферика, генерируемые в этих очагах, обуславливают максимумы кривых азимутального распределения.

Как известно, при экспериментальном изучении азимутального распределения можно использовать однонаправленные катодные радиогониометры. Во время наблюдений нами использовались радиогониометры типа 8002 (рабочая частота приемников 7 кгц), установленные на радиогониометрических пунктах Воейково (под Ленинградом), Ростова-Дону и Магдагачи (Амурская область), после соответствующих изменений в их принципиальной схеме и добавления третьего приемника, выходное напряжение которого применялось для устранения двузначного пеленга.

Использовалась следующая методика наблюдений и обработки результатов. В течение летнего, осеннего и зимнего сезонов 1966 г. проводились суточные серии наблюдений (6—12 суток) в первый, третий и пятый дни недели. В течение суток проводилось по восемь сеансов, во время каждого сеанса осуществлялась фотографическая и визуальная регистрация атмосфериков. При этом проводились синхронные наблюдения в следующие периоды: летние наблюдения с 25 июля по 15 августа и зимние с 7 декабря по 26 декабря в Воейково и Ростове-на-Дону; осенние наблюдения с 21 сентября по 7 октября в Воейково и Магдагачи. Синхронизация осуществлялась по началу и концу каждого сеанса.

Визуальные наблюдения проводились при включенном на полное усиление приемнике радиогониометра, при выполнении фотографических

наблюдений атмосферерики регистрировались при трех различных чувствительностях приемника. Регулировка чувствительности осуществлялась введением ослабления (затухания) 15 и 30 дБ в усилительные цепи. Частота следования атмосфериков устанавливалась такой, при которой была бы удобной расшифровка фотоосциллограмм и наиболее полной информация. Обработка первичного материала визуальных и фотографических наблюдений проводилась по тридцатиградным секторам; при обработке материала фотографических наблюдений атмосферерики различались по напряженностям поля, создаваемым ими в месте приема. За дневные сеансы для Воейково и Ростова-на-Дону принимались сеансы, проводившиеся в 10, 13, 16 час., за ночные — в 21, 0, 3 часа по московскому времени. За дневные сеансы для Магдагачи принимались сеансы в 9, 13, 16 час., за ночные — в 22, 0, 3 часа по местному времени.

Азимутальное распределение атмосфериков по данным визуальных наблюдений

На рис. 1 приведены гистограммы азимутального распределения атмосфериков в процентах от общего числа визуально зарегистрированных за соответствующий период атмосфериков для различных пунктов наблюдений. Гистограммы построены в декартовой системе координат, причем по оси абсцисс отложены азимуты в условных единицах (одно деление шкалы — 30°), а по оси ординат — проценты. Для построения гистограмм *а, г, ж, к, и, р* (рис. 1) использовались соответственно 18518, 39240, 9017, 29525, 12391, 29633 зарегистрированных атмосфериков.

Как видно из гистограммы (рис. 1 *а*), для летнего периода наблюдений в Воейково отмечается общее преобладание атмосфериков из секторов в интервале $60-240^\circ$, в котором имеется три наиболее «активно генерирующих» сектора: $60-90^\circ$, $150-180^\circ$, $210-240^\circ$. Рис. 1 *б* позволяет считать, что преобладание атмосфериков днем из сектора $60-90^\circ$ обусловлено грозовыми очагами в Западной Сибири, а преобладание атмосфериков ночью из секторов $150-180^\circ$ и $210-240^\circ$ обусловлено грозовой деятельностью на юге Европейской части СССР и в Западной Европе. Таким образом, результаты летних наблюдений в Воейково в 1966 г. в основном совпадают с результатами Н. И. Леушина по данным 1935 г. для Слуцка (ныне Павловск) и Б. Ф. Лоч по данным 1953 г. для Воейково.

Для Ростова-на-Дону в летний период (рис. 1 *г*) преобладающими направлениями прихода атмосфериков являются направления из сектора $240-300^\circ$, что определяется интенсивной грозовой деятельностью в Западной Европе, Средиземном море и Атлантике. Рисунок 1 *д* и *е* наглядно иллюстрирует изменение размещения грозовых районов в течение суток, причем максимум атмосфериков из сектора $30-60^\circ$ днем обуславливается грозовыми очагами над территорией Западной Сибири. Характерным для азимутального распределения в летний период для Ростова-на-Дону является также среднеазиатский минимум.

Изменение азимутального распределения атмосфериков в осенний период для Воейково по сравнению с летним периодом видно при сопоставлении гистограмм *а* и *ж* (рис. 1). Грозы наблюдаются в основном в секторе $90-300^\circ$, однако максимальное число атмосфериков поступает из сектора $180-210^\circ$. Синхронные наблюдения, проводившиеся осенью в Магдагачи, показали преобладание атмосфериков, приходящих из сектора $210-300^\circ$ (рис. 1). Первый максимум атмосфериков

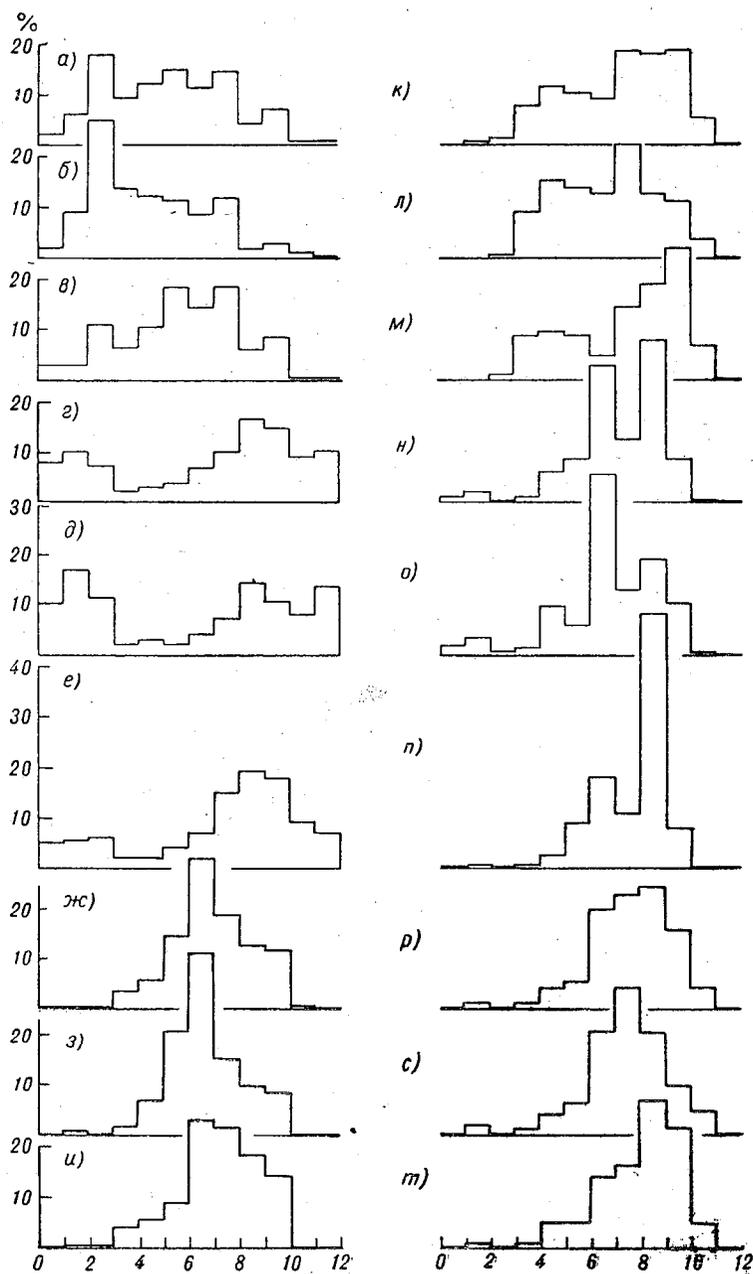


Рис. 1. Гистограммы азимутального распределения атмосфериков (в процентах от общего числа визуально зарегистрированных атмосфериков по данным, полученным в 1966 г.)

В летний период: для Воейково общее (а), день (б), ночь (в); для Ростова-на-Дону общее (г), день (д), ночь (е). В осенний период: для Воейково общее (ж), день (з), ночь (и); для Магдагачи общее (к), день (л), ночь (м). В зимний период: для Воейково общее (н), день (о), ночь (п); для Ростова-на-Дону общее (р), день (с), ночь (т)

(сектор 210—240°) обуславливается грозовыми очагами над континентальным Китаем и п-вом Индокитай, второй максимум (сектор 120—150°) определяется грозовыми очагами в районе Японских островов и мировым очагом гроз (Малайский архипелаг).

Для Воейково в зимний период (рис. 1) характерным является наличие двух максимумов, определяемых грозовой деятельностью над Средиземным морем и районом Африки (сектор 180—210°) и над Атлантикой (сектор 240—270°). Для Ростова-на-Дону наибольшее количество гроз наблюдается в секторе 180—300°, максимум атмосфериков наблюдается с территории Средиземного моря, Северной Африки и Атлантики (сектор 240—270°).

Азимутальное распределение атмосфериков по данным фотографических наблюдений

Обработка материала фотографических наблюдений показала, что большинство зарегистрированных атмосфериков во время летних наблюдений в Воейково и Ростове-на-Дону создавало напряженность поля от

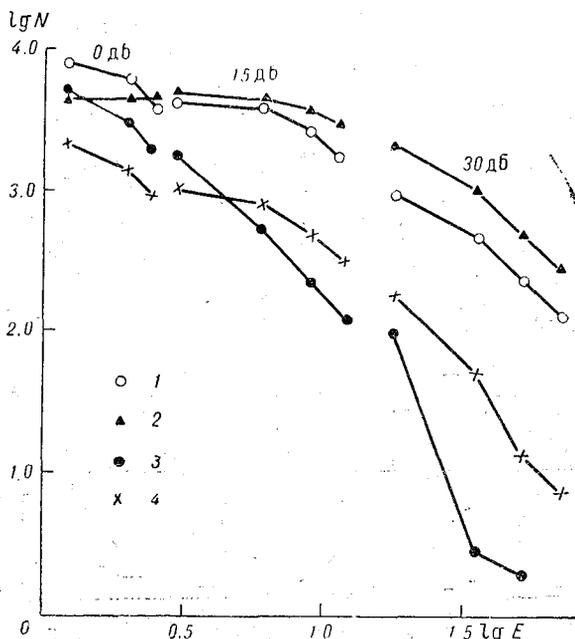


Рис. 2. Распределение амплитудных значений атмосфериков, зарегистрированных фотографически:

1 — Воейково, лето, 2 — Ростов-на-Дону, лето, 3 — Магдагачи, осень, 4 — Воейково, осень.

18 до 36 мВ/м (36% для Воейково и 43% для Ростова-на-Дону). Большинство зарегистрированных атмосфериков в осенний период в Воейково создавали напряженность от 6 до 9 мВ/м (33%), в Магдагачи — от 0,6 до 1,2 мВ/м (34%).

Распределение амплитудных значений зарегистрированных атмосфериков в проводившихся наблюдениях показаны на рис. 2. По оси орди-

нат отложены логарифмы числа зарегистрированных атмосфериков $\lg N$, превысивших соответствующий уровень по напряженности, а по оси абсцисс — логарифм напряженности поля $\lg E$. В первом приближении зависимость $\lg N$ от $\lg E$ носит линейный характер. Почти параллельность прямой при максимальной чувствительности прибора для Ростова-на-Дону оси абсцисс объясняется тем, что подавляющее большинство

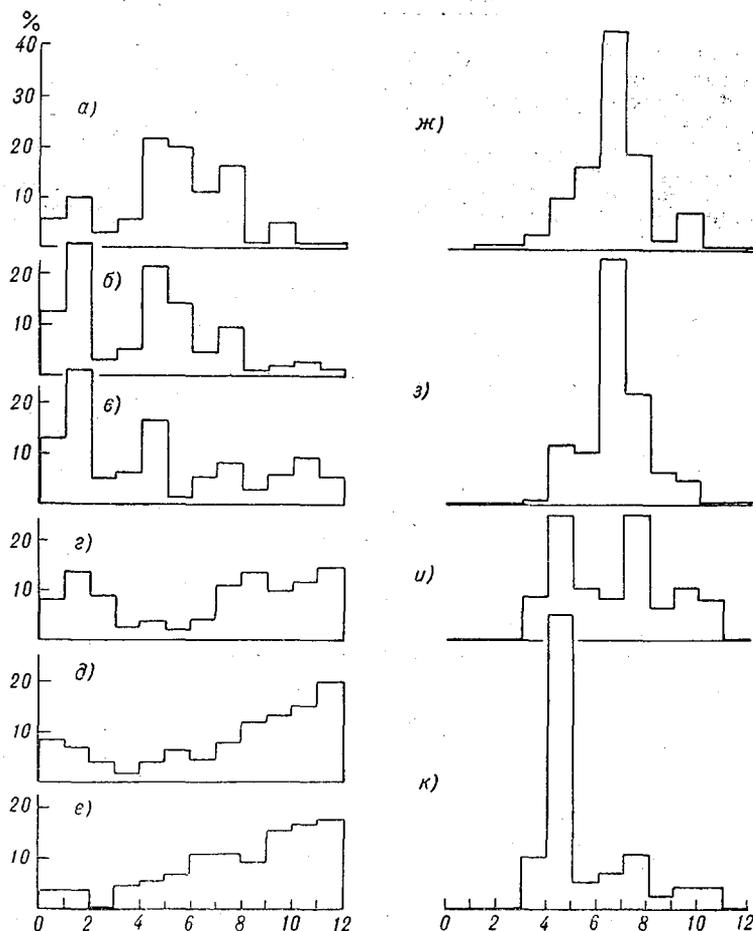


Рис. 3. Гистограммы азимутального распределения атмосфериков (в процентах от общего числа фотографически зарегистрированных атмосфериков по данным, полученным в 1966 г.).

В летний период: для Воейково при $E > 2,4$ мв/м (а), $E > 12$ мв/в (б), $E > 72$ мв/м (в); для Ростова-на-Дону при $E > 2,4$ мв/м (г), $E > 12$ мв/в (д), $E > 72$ мв/м (е). В осенний период: для Воейково при $E > 2,4$ мв/м (ж), $E > 12$ мв/м (з); для Магдагачи при $E > 2,4$ мв/м (и), $E > 12$ мв/м (к).

(98%) зарегистрированных атмосфериков превышало по величине напряженность 2,4 мв/м, что является результатом наличия как атмосфериков большой напряженности, так и некоторой особенности радиогониометра типа 8002, в котором используется заводской блок подсветки.

Гистограммы азимутального распределения атмосфериков, полученные при фотографических наблюдениях, изображены на рис. 3. Из сравнения рис. 1 и 3 видно, что общий ход азимутального распределения по данным фотографических измерений совпадает с ходом азимутального

распределения по данным визуальных наблюдений. Гистограммы *a, б, в, г, д, е, ж, з, и, к* (рис. 3) построены соответственно по 4304, 1986, 128, 4814, 3237, 295, 979, 312, 2076, 126 зарегистрированным атмосферикам. Результаты измерений представляют интерес при анализе работы направленных приемников низкочастотного излучения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Леушин Н. И. К вопросу о важности исследования атмосфериков и наблюдений над ними службы погоды. Гидрометеоздат, Л., 1938, 46—52.
2. Лоч Б. Ф. Узкосекторная регистрация атмосфериков. Труды ГГО, вып. 58 (120), 1956, 42—46.
3. Malkowski G. Gewitterbeobachtungen durch Sferic-Peilung. Umschau, 1965, т. 65, 24, page 771—773.
4. Lauter E. A. Geophysical Aspects of Low Frequency Atmospheric Noise Measurements. Zeitschrift für Meteorologie, 1966, Nrs 5—7, Bd 18, 201—211.

О РОЛИ БЛИЗКИХ ГРОЗ В ФОРМИРОВАНИИ УНЧ-ИЗЛУЧЕНИЯ

Введение

Дальность приема атмосфериков, создающих в области ультранизких частот (УНЧ) более или менее сплошной шумовой фон, сильно зависит от выбора рабочей частоты. Эту зависимость необходимо учитывать как при разработке методов регистрации грозовой активности, так и при использовании естественного поля в геологической разведке. Однако никакими подбором частот нельзя устранить значительные и часто незакономерные вариации напряженности поля, вызываемые изменениями интенсивности и расположения источников атмосфериков. При детальном исследовании этих вариаций решение чисто метеорологических задач тесно переплетается с решением задач, связанных с обеспечением эффективности геофизической разведки. В рассматриваемой области интересы специалистов, занимающихся физикой Земли и физикой атмосферы, настолько сближаются, что проведение совместных работ становится практически неизбежным.

Хотя естественное УНЧ-излучение было обнаружено еще в 1926 г. при изучении форм атмосфериков [1], возможность использования его для исследования электрических свойств и геологической структуры глубоких слоев земной коры была теоретически обоснована А. Н. Тихоновым только в 1950 г. [2]. После этого инициатива в области экспериментального изучения перешла к геофизикам-геологам, которые показали, что регистрируемое излучение имеет непрерывный спектр и обладает достаточной интенсивностью как в нижней части диапазона, используемой при структурной геофизической разведке (методы ТТ, МТЗ, МТП), так и в полосе 100—1000 гц, используемой при рудопоисковых методах (АФМАГ) [3]. На основании исследований, проведенных при разработке метода АФМАГ, был сделан вывод о связи величины напряженности поля с вариациями грозовой активности в главных мировых очагах. В частности, на северо-американском континенте метод АФМАГ можно применять только в летнее время, когда главные мировые очаги гроз сдвинуты к северу [3, 4].

Попытки увязать суточные вариации напряженности поля УНЧ-излучения с изменением глобальной грозовой активности, сделанные также в ряде других работ [5], снова привлекли внимание метеорологов и в первую очередь специалистов по атмосферному электричеству к исследованию этого диапазона. Действительно, положительное решение

задачи о непрерывной регистрации глобальной грозовой активности с помощью аппаратуры, установленной в одном пункте, позволило бы получить материал, представляющий исключительную ценность для развития теории атмосферного электричества. Однако к практическому осуществлению сделанных предложений пока не приступали.

Разработка метода измерения естественного УНЧ-электромагнитного поля, предназначенного для применения в Европе и Азии, повлекла за собой необходимость проведения исследований на этих континентах. Сотрудники Института физики земли (ИФЗ) выполнили целый ряд измерений, охватывающий весь рассматриваемый диапазон. [6, 7]. С этой целью Всесоюзный научно-исследовательский институт методики и техники разведки (ВИТР) в 1962—1964 гг. проводил измерения напряженности магнитного поля и ее составляющих на нескольких фиксированных частотах диапазона 100—1000 гц. На основании анализа результатов измерений в работе [8] было показано, что вариации поля соответствуют ходу грозовой активности в отдельных тропических районах. Вместе с тем было обращено внимание на то, что появление отдельных относительно высоких максимумов напряженности поля трудно объяснить воздействием какого-либо известного мирового очага. В некоторых случаях наблюдались также сдвиги по времени на 1—2 часа между кривыми поля и кривыми, характеризующими изменение грозовой активности в рассматриваемых районах (Азия, Африка, Южная Америка). Это заставило детально проанализировать полученные экспериментальные данные путем сравнения их с данными, полученными пунктами катодного пеленгования гроз (английский, европейский, среднеазиатский и дальневосточный кусты), с записями грозорегистраторов (счетчиков грозовых разрядов), взятыми для соответствующих периодов, и наблюдениями метеостанций в радиусе до 500 км от точки наблюдения поля. Были получены следующие выводы:

1. Все кривые поля на наблюдавшихся частотах (121, 215, 375, 605 гц) имели максимум, совпадающий по времени с местными или близкими (на расстоянии нескольких сотен километров) грозами, причем время деятельности местных гроз совпадает со временем максимального развития гроз в отдельных мировых очагах, установленным по средним многолетним данным. Следует отметить, что аналогичные совпадения местной и мировой грозовой деятельности были получены ранее по результатам измерения числа разрядов прибором небольшого радиуса действия в Воейково [9].

2. Средний уровень поля в дни, когда наблюдались местные грозы, примерно в 3—4 раза выше уровня поля в безгрозовые дни.

3. Предельные расстояния влияния близких гроз на величину амплитуды поля для различных частот различны и предварительно оцениваются как свыше 1000 км для частоты 121 гц, до 1000 км для 215 гц, 500—800 км для 425 гц и до 500 км для 605 гц.

Таким образом, полученные результаты свидетельствуют о значительной роли местных и близких гроз в формировании низкочастотного излучения в умеренных широтах. Выяснение вопроса об относительном влиянии местных и мировых грозовых источников на величину и структуру электромагнитного поля в этом диапазоне частот имеет большое значение для разработки методики измерений и интерпретации полученных данных при геофизической разведке. Исследованию этого вопроса были посвящены экспериментальные работы летом 1966 г., проведенные совместно ВИТРОм и ГГО.

Содержание эксперимента и условие его проведения

В июне—июле 1966 г. в д. Залесье Выборгского района Ленинградской области была предпринята непрерывная одновременная регистрация естественного магнитного поля на частотах 125 и 375 гц и локальной грозовой активности в радиусе 200 км от места наблюдения. Для измерений и регистрации магнитного поля была использована аппаратура, уже применявшаяся в ВИТРе для аналогичных целей ранее и описанная в [8]. Для наблюдений за грозовой обстановкой был использован грозорегистратор ПРГ-1м [10].

Приборы были установлены на удалении свыше 2 км от осветительной сети 50 гц в лесу и питались от источников постоянного тока. Отсчеты амплитуды магнитного поля брались по милливольтметру через каждые 15 мин. Кроме того, производилась непрерывная запись на ленту самописца НЗ70-М. Измерялась горизонтальная компонента магнитного поля.

Для удобства сопоставления графика электрического (грозорегистратор) поля с графиками магнитного поля последние строились по осредненным за час значениям амплитуды.

Для анализа, помимо данных измерений, выполненных в Залесье, были использованы также материалы наблюдений пунктов катодного пеленгования (английский, европейский и итальянский кусты), метеостанций Ленинградской области и данных приборов регистрации разрядов на о. Валаам, в Воейково и Тихвине.

Результаты наблюдений

На рис. 1 приведены графики магнитного поля частотой 125 гц, измеренного 5, 6, 7, 9, 10 и 11 июля, совместно с наблюдениями метеостанций Ленинградской области и данными пунктов катодного пеленгования. На графике по оси абсцисс отложено время наблюдений, а по оси ординат — расстояние от источника до пункта наблюдений магнитного поля. Диаметр кружка соответствует интенсивности гроз по данным телеграмм «АТМОСа». Внутри кружков указано направление прихода сигнала от грозового очага с юга (S—N), севера (N—S), востока (E—W), запада (W—E) (рис. 3). Кружки без штриховки соответствуют суммарной интенсивности очагов, расположенных относительно точки наблюдения в различных направлениях.

6 июля характеризуется множеством близких гроз, проходивших одновременно на расстояниях от 50 до 500 км (рис. 1). На рис. 2 график магнитного поля приведен совместно с графиками молниевых разрядов в Залесье (а), на о. Валаам (б), в Воейково (в) и Тихвине (г). Как видно из рис. 1 и 2, ход напряженности поля не соответствует осредненному ходу числа разрядов ни по одной из станций, а также не связан с максимумом как близких гроз, так и мировых очагов. Более того, 6 июля средний уровень магнитного поля, равный 0,15 $m\gamma$, значительно ниже среднего уровня 5 июля. Объяснить это несоответствие трудно. По-видимому, здесь имеет место гашение результирующего сигнала при геометрическом суммировании колебаний, приходящих с разных направлений. Это может быть подтверждено и тем, что грозорегистраторы, являющиеся алгебраическими сумматорами числа разрядов, на всех станциях указывают на грозовой максимум в это время.

Днем 7 июля наблюдается соответствие максимумов магнитного поля максимумам числа разрядов, полученным на о. Валаам. Учитывая, что на величину меридиональной составляющей большее влияние должны

оказывать грозы, проходящие западнее или восточнее места измерений, и что Валаам расположен на одной широте с Залесьем и несколько восточнее, это соответствие можно считать не случайным. В начале суток 7 июля характер явлений соответствует характеру явлений 6 июля. С аналогичными явлениями мы сталкиваемся и в конце дня 9 июля.

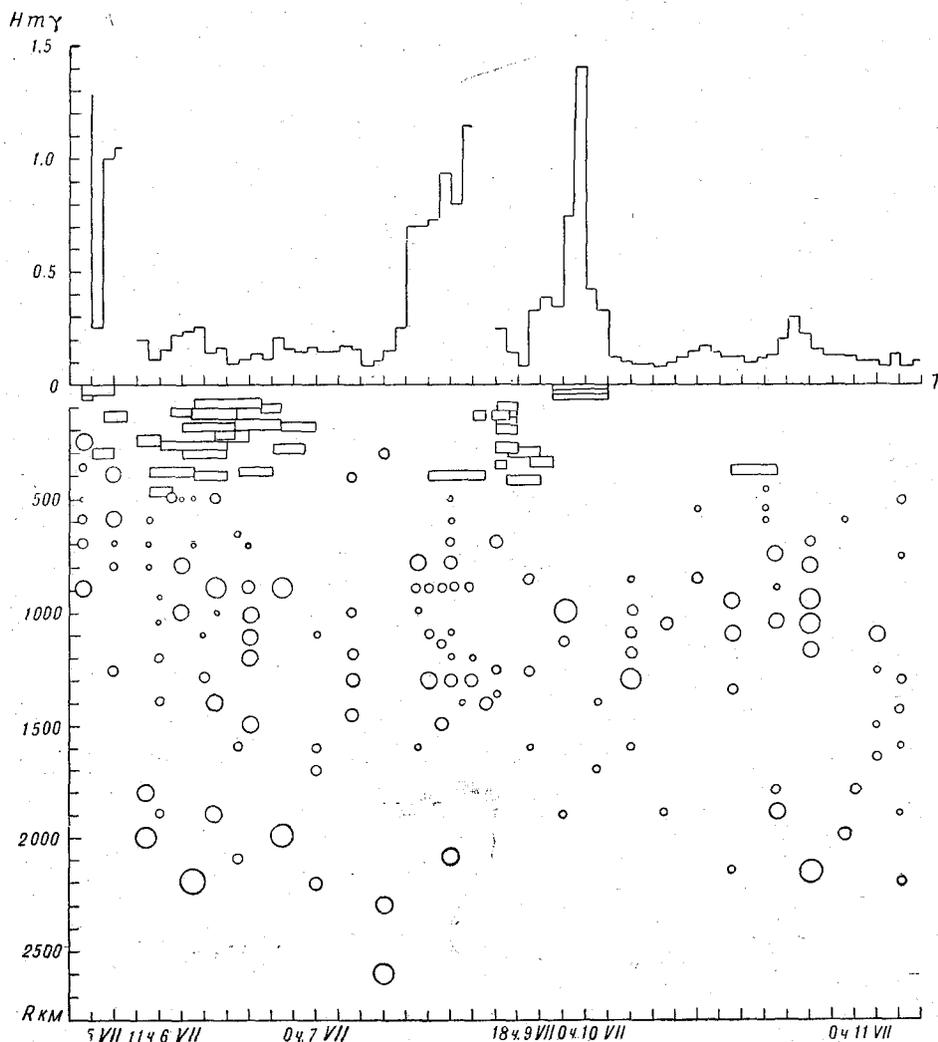


Рис. 1. Ход напряженности магнитного поля и расположение грозовых очагов с 5 по 11 июля.

Ночной максимум с 22 час. 9 июля до 4 час. 10 июля в наиболее интенсивной части, по-видимому, следует связывать с местной грозой, отмеченной как по метеоданным (рис. 1), так и грозорегистраторами Залесья и Валаама (рис. 2). Но менее интенсивная и более продолжительная его часть не имеет прямой связи с прочими данными. Следует отметить, что мы не располагаем данными метеостанций, расположенных западнее пункта наблюдения.

Дальнейший период, 10 и 11 июля, характеризуется невысоким средним уровнем магнитного поля и почти полным отсутствием местных и близких гроз. Небольшой максимум поля с 11 до 14 час. 10 июля может быть связан с дальними интенсивными грозами. В частности, в период с 10 до 14 час. наблюдается максимум среднего суточного хода грозовой активности в Азии. Близкая гроза в период с 14 до 18 час. (400 км от пункта наблюдения) не нашла отражения как на графике поля, так и на графиках числа разрядов. Максимум напряженности

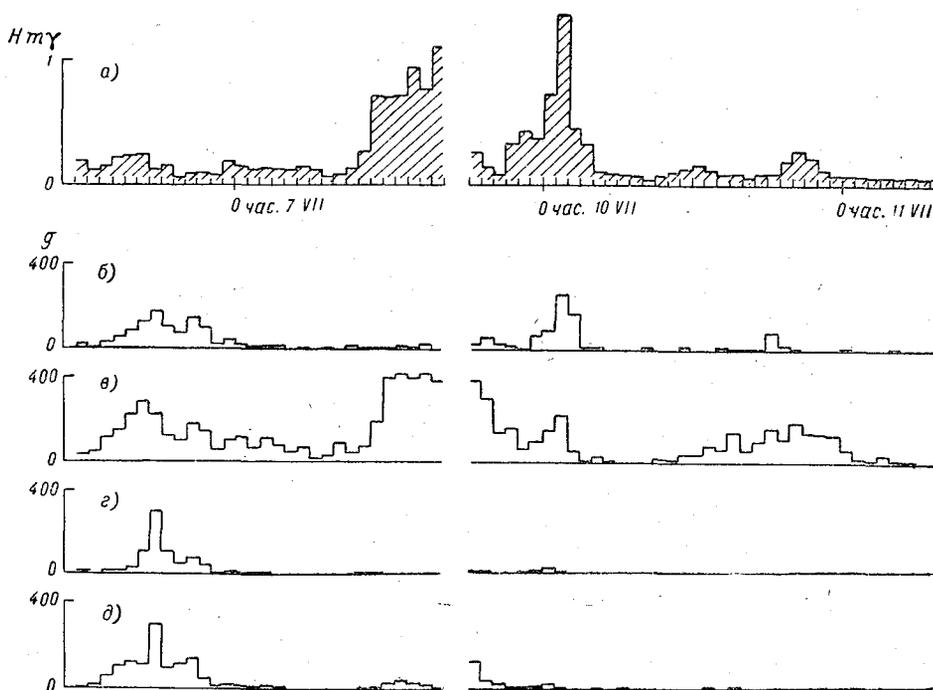


Рис. 2. Сравнение хода магнитного поля (а) с записями грозорегистраторов в Залесье (б), на о. Валаам (в), в Воейково (з), Тихвине (д) за период с 5 по 11 июля.

магнитного поля с 19 до 21 час. 10 июля удовлетворительно совпадает с продолжительным максимумом числа разрядов на графике для о. Валаам.

На рис. 1 обращает на себя внимание отсутствие четкой связи хода магнитного поля с данными пунктов катодного пеленгования.

На рис. 3 представлено осредненное магнитное поле на частотах 125 гц (сплошная линия) и 375 гц (пунктир) и данные пунктов катодного пеленгования (кружки) за период 13—16 июля. На рис. 4 ход магнитного поля сопоставляется с ходом числа разрядов узкополосного грозорегистратора, работающего на частоте 80 гц, и грозорегистраторов Залесья, Валаама, Воейкова и Тихвина.

13 июля характеризуется серией близких (200—400 км) гроз на протяжении почти всех суток. По данным пунктов катодного пеленгования интенсивных гроз в радиусе менее 200 км не наблюдалось. На графике магнитного поля частотой 125 гц имеется отчетливый максимум в период с 11 до 17 час. с пиком в 13 час. Этот период суток характеризуется наличием ряда близких гроз, а также совпадает по времени

с периодом максимальной грозовой активности в азиатском грозовом очаге. Однако трудно говорить о влиянии азиатского очага на уровень поля при наличии близких гроз, которые должны были бы оказать наибольшее воздействие. Вместе с тем следует обратить внимание на то, что в период с 3 до 11 и с 19 до 21 часа такие же по продолжительности и удаленности грозы не находят заметного отражения на уровне поля

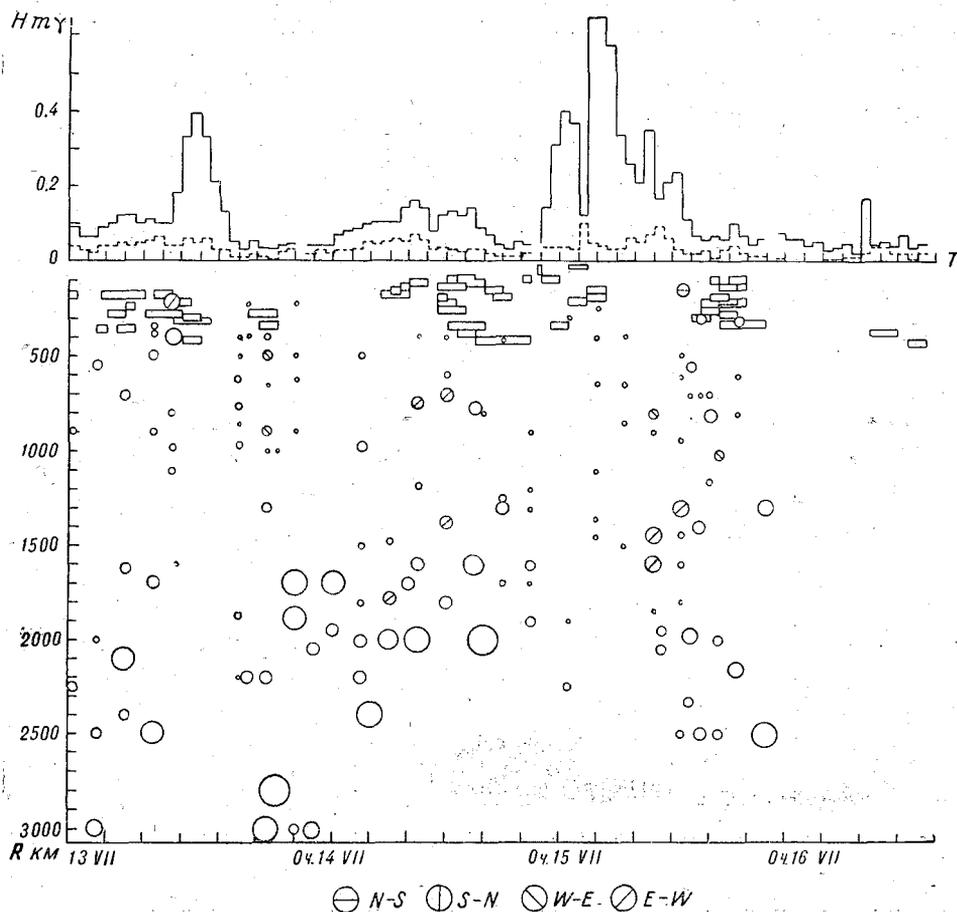


Рис. 3. Ход напряженности магнитного поля и расположение грозовых очагов с 13 по 16 июля.

(рис. 4). Возможно, что здесь наблюдается, во-первых, разная интенсивность гроз, а во-вторых, сложный характер результирующего поля при одновременно существующих различных источниках. Учитывая, что измерялась лишь меридиональная компонента поля, на последний вопрос не может быть дано сколько-нибудь удовлетворительного ответа. Его решение помимо измерений суммарной напряженности поля и грозовой активности, требует параллельного измерения азимута прихода электромагнитного излучения.

Ни африканский (16—19 час. местного времени), ни южноамериканский (22—24 часа) грозовые центры не влияют на ход магнитного поля на частотах 125 и 375 гц. Ход кривой поля частотой 375 гц в целом повторяет ход кривой на частоте 125 гц, хотя является менее дифференцированной.

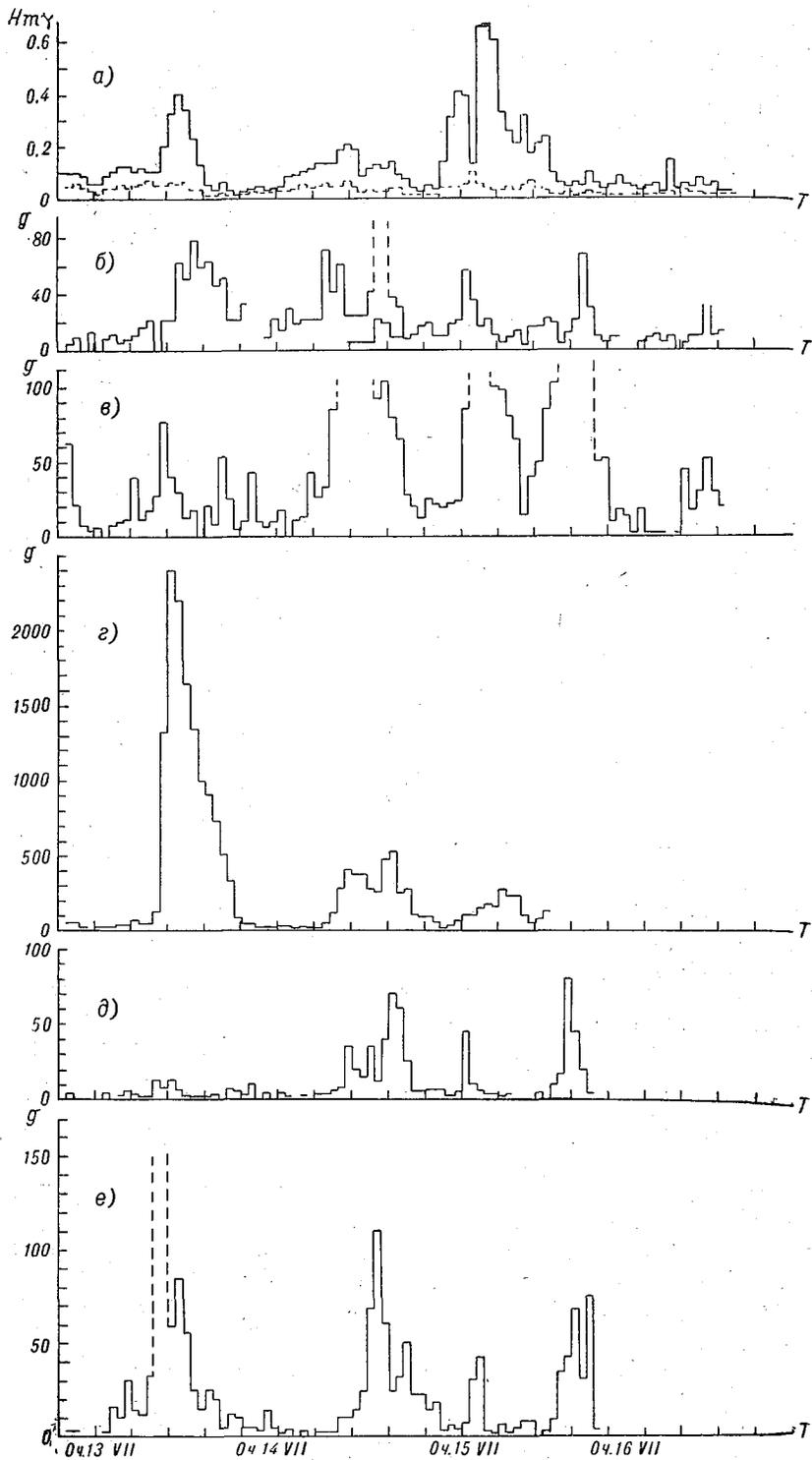


Рис. 4. Сравнение хода магнитного поля (а) с записями грозорегистраторов: 80 гц в Воейково (б), в Залесье (в), на о. Валаам (г), широкополосного в Воейково (д) в Тихвине (е) за период с 13 по 16 июля.

Обращает на себя внимание особенность поведения кривой числа разрядов, зарегистрированных счетчиком разрядов на частоте 80 гц. Максимум на этой кривой не совпадает по времени ни с максимумом магнитного поля, ни с максимумами, полученными другими грозорегистраторами.

В период 14—16 июля максимумы этой кривой как совпадают с максимумами кривых магнитного поля (16 июля с 12 до 13 час., 14 июля с 15 до 19 час., 15 июля с 3 до 5 час.), так и имеют совершенно различный ход (отсутствие максимумов магнитного поля в момент максимума числа разрядов, и наоборот).

14 июля средний уровень магнитного поля на частоте 125 гц относительно невысок и максимумы поля с 10 до 13 и с 14 до 18 час. невелики, несмотря на значительное число близких гроз на расстояниях от 60 до 450 км, отмеченных интенсивными максимумами на кривых грозорегистраторов. Можно полагать, что здесь так же, как и 13 июля, имеют место явления, связанные с наложением действующих одновременно источников УНЧ-излучения. Аналогичная картина наблюдается в период с 17 до 22 час. 15 июля.

Максимумы магнитного поля с 0 до 4 и с 5 до 9 час. (рис. 4 а) хорошо согласуются с метеоданными и максимумом числа разрядов (рис. 4 в).

Повышенный уровень поля на частоте 125 гц, на фоне которого наблюдаются отдельные пики с 9 до 16 час. и пологий максимум на частоте 375 гц не сопровождаются местными и близкими грозами. К этому времени относится максимум деятельности азиатского грозового центра.

Выводы

Измерения магнитного поля и числа разрядов проводились в течение 21 дня. Рассмотренные здесь на примере восьми суток особенности поведения магнитного поля в сравнении с деятельностью близких и местных гроз повторялись и в остальные дни. Это дает возможность сделать следующие выводы:

1. Влияние близких грозовых очагов на средний уровень магнитного поля в УНЧ-диапазоне велико. Полученные данные свидетельствуют о том, что средняя напряженность поля при наличии местных гроз может увеличиваться в 10 раз. Это влияние проявляется не только в виде отдельных пиков напряженности магнитного поля, сопровождающих отдельные разряды [11], но и в виде устойчивых и длительных максимумов.

2. Влияние близких источников на ход средней напряженности магнитного поля не является однозначным. В частности, при одновременном действии нескольких близких гроз результирующее магнитное поле может быть минимальным. Для дальнейшего исследования характера этого влияния параллельно с измерениями напряженности поля и числа разрядов необходимо определять направление прихода электромагнитного излучения и искать средства для определения интенсивности гроз.

3. Влияние местных и близких источников на средний уровень напряженности не позволяет использовать магнитное поле в этом диапазоне частот для характеристики глобальной грозовой активности.

4. Большое влияние близких гроз на формирование магнитного поля изменяет первоначальное представление о возникновении и интерпретации аномалий в методе АФМАГ [3].

ЛИТЕРАТУРА

1. Appleton E. V., Watson-Watt R. A., Herd J. E. On the nature of atmospherics. Proc. Roy. Soc. London, III, 615—653, 1926.
2. Тихомиров А. Н. Об определении электрических характеристик глубоких слоев земной коры. ДАН, 73, № 2, 1950, 295—297.
3. Ward S. H. AFMAG — airborne and ground. Geophys, 24, No. 4, 1959.
4. Israel H. Atmosphärische Elektrizität, Teil II, Leipzig, 1961, Akademische Verlagsgesellschaft Geest, 258—260.
5. Israel H., Günter R. Probleme der Gewitterforschung. Westdeutscher Verlag, Köln und Opladen, 1966.
6. Клейменова Н. Г. Современные представления о природе высокочастотных вариаций электромагнитного поля Земли (1 гц — 1 кгц). Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 12, 1963, 1798—1813.
7. Клейменова Н. Г. Некоторые результаты наблюдений естественного электромагнитного поля в полосе 1—20 гц на полярных станциях Тикси и Ловозеро. Изв. АН СССР, сер. физика Земли, № 3, 1965, 97—102.
8. Артамонов Л. В. О наблюдениях магнитного поля в диапазоне частот 100—1000 гц. Изв. АН СССР, сер. физика Земли, № 2, 1966, 63—73.
9. Асташенко А. И., Семенов К. А. Результаты сравнений грозорегистраторов. Труды ГГО, вып. 177, 1965.
10. Лыдзар П. С. Полупроводниковые грозорегистраторы. Труды ГГО, вып. 157, 1964, 54—58.
11. Клейменова Н. Г. О выборе рабочей частоты в методе АФМАГ. Изв. АН СССР, сер. физика Земли, № 8, 1965, 97—99.

О СООТВЕТСТВИИ МЕЖДУ ГЛОБАЛЬНЫМИ И ЛОКАЛЬНЫМИ ХАРАКТЕРИСТИКАМИ ГРОЗ

Гроза, которая прошла 4 июля 1908 г. над одним из районов Англии, не была сколько-нибудь выдающейся и даже отдаленно не напоминала грозы, наблюдавшиеся в Риме в 65 г. до н. э., память о которых донесла до наших дней одна из речей Цицерона [1].

Сейчас мы обращаемся к этой грозе тогда, когда хотим узнать, как была получена общепринятая в настоящее время оценка глобальной грозовой активности, согласно которой на всем земном шаре в среднем наблюдается 100 молний в 1 сек. Это число приводится как в солидном профессиональном справочнике [2], так и в соответствующих учебниках [3, 4].

Указанная величина признается настолько достоверной, что используется даже в качестве аргумента, подтверждающего правильность недавно проведенных Волландом теоретических расчетов [5].

В докладе, прочитанном в сентябре 1966 г., особенно подчеркивается перспективность метода Волланда, на что указывает, как говорит Пирс, прекрасное соответствие вычисленной величины (120 молний в 1 сек.) [6] с общепринятой. В действительности, полученное Волландом число является побочным результатом его расчетов, при которых рабочая формула выводится путем интегрирования в пределах от 0 до ∞ .

Такой прием практически вполне обоснован и был использован несколько ранее для вывода статистического закона распределения атмосферных радиопомех [7], но обратная замена бесконечного предела некоторой фиксированной величиной с целью оценки другой величины не всегда возможна. Для определения числа разрядов в секунду Волланд заменяет конечной величиной верхний предел интегрирования и выбирает удачное значение параметра, от которого сильно зависит результат.

Так как ни выбранное значение параметра, ни сделанные в этом случае допущения нельзя признать правильными, полученное в этом случае совпадение носит случайный характер.

Большее значение может иметь другая оценка, сделанная Райкрофтом [8], который, основываясь на среднем числе 100 разрядов в 1 сек., подсчитал напряженность поля на основной резонансной частоте 8 гц; вычисленное значение $0,2 \text{ мв} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{гц}^{-1}$ удивительно хорошо согласуется с результатами его измерений, согласно которым среднее значение напряженности поля за вычетом фона оказывается рав-

ным $0,26 \text{ мв} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{гц}^{-1}$. В случае подтверждения как теоретической, так и экспериментальной части этой оценки появилась бы реальная основа для разработки методики систематических наблюдений за глобальной грозовой активностью с помощью регистрации естественного электромагнитного поля на основной резонансной частоте и около нее (для исключения фона). Пока вопрос о возможности практического использования резонансной частоты для решения этой задачи остается открытым, так как при интерпретации измерений, сделанных в разных местах, не всегда получались одинаковые выводы.

Более простой способ получения оценки глобальной грозовой активности путем обобщения данных стандартных метеорологических наблюдений приводит к ряду серьезных затруднений, вызванных отсутствием у нас некоторых материалов наблюдений, неравномерностью сети станций, наличием ряда плохо освещенных районов и необходимостью пересчета исходных данных (числа дней с грозой) для получения достаточно определенных показателей (среднего числа разрядов на единицу площади).

Наиболее известная работа в этом направлении была проведена Бруксом в 1923 г. [9] и с тех пор в течение почти половины столетия используется указанное в ней среднее число разрядов для всей земли, 100 молний в 1 сек. или 6 разрядов на 1 км^2 в год. Для получения этой величины Брукс воспользовался составленной им мировой картой распределения числа дней с грозой, которое в среднем для всей земли оказалось равным 16,2. Далее, считая, что наблюдения метеостанции охватывают площадь 500 км^2 , можно определить число гроз, приходящихся в среднем за год на 1 км^2 (0,03). Чтобы найти среднее число разрядов для одной грозы, Брукс использовал наблюдения, проведенные в упомянутый в начале статьи день 4 июля 1908 г., когда между 18 час. 11 мин. и 18 час. 39 мин. было отмечено визуально 98 разрядов [10], что дает в среднем 200 молний в 1 час. Если принять среднюю продолжительность грозы равной одному часу, как это делает Брукс, простое перемножение указанных чисел ($0,03 \times 200$) приводит к искомой оценке, откуда непосредственно получается общепринятая величина 100 разрядов в 1 сек.

Данные, использованные Бруксом, имеют весьма различный вес: среднее число разрядов в секунду дано на основании одного наблюдения, продолжавшегося всего 28 мин., тогда как среднее число дней с грозой получено по данным наблюдений не очень большого, но все же значительного числа станций.

В последующие годы Израэль [11] пытался уточнить предложенную Бруксом среднюю величину, заменяя ее значительно меньшим значением (около 30 разрядов в 1 сек.), но последнее значение, очевидно, не было признано достаточно обоснованным и не получило распространения в литературе. В настоящее время, вероятно, наиболее целесообразно обращаться не к отдельным грозам, а связывать непосредственно отмечаемое число дней с грозой с результатами записи счетчиков местных грозовых разрядов, пересчитанных на число разрядов на 1 км^2 .

Такие сопоставления уже делались [12, 13, 14, 15] и, в частности, в [14 и 15] были предложены соответствующие эмпирические формулы:

$$g_e = 0,004 T^2, \quad (1)$$

$$g_e = 0,16 \begin{pmatrix} +0,14 \\ -0,06 \end{pmatrix} T, \quad (2)$$

где g_e — число разрядов на землю на 1 км^2 , а T — число дней с грозой для умеренных широт (за период около года).

Следует отметить, что получение данных о числе грозных разрядов на землю с помощью счетчиков грозных разрядов — достаточно сложная задача. Хотя эта характеристика имеет большое значение для некоторых практических приложений, здесь можно ограничиться с целью упрощения данными о числе всех разрядов. В результате сопоставления оценок, сделанных Бруксом [9], непосредственно выводится соотношение

$$g = 0,4 T, \quad (3)$$

где g — общее число разрядов.

Ниже приведены для сравнения результаты наблюдений в Воейково и вычисленные по ним значения коэффициентов ($C_1 = g/T$ и $C_2 = g/T^2$):

Год	g	T	C_1	C_2
1962	3,6	17	0,21	0,0104
1963	8,4	25	0,336	0,0134
1964	5,76	18	0,32	0,0174

Несмотря на то что для описания связи между g и T были предложены зависимости, отличающиеся на целый порядок, вопрос о выборе наиболее подходящего варианта до сих пор остался нерешенным.

В работе Брукса нет данных о средней величине T^2 , которую можно было бы использовать для оценки величины коэффициента c_2 . Учитывая, что в настоящее время имеется более точная мировая карта распределения числа дней с грозой, опубликованная Всемирной метеорологической организацией [16], целесообразно произвести расчет среднего значения T и определить дополнительно среднее значение T^2 . Так как суммарный результат не зависит от взаимного расположения областей с различной активностью, естественно обратиться к общим статистическим характеристикам и найти интегральное распределение относительных площадей $W(T)$, на которых годовое число дней с грозой не меньше данного значения T . Полученные значения функции $W(T)$ имеют следующие величины:

T	0	1	5	10	20	40	60
$W_1(T)$	1	0,888	0,694	0,514	0,280	0,121	0,065
$W_2(T)$	1	0,921	0,692	0,501	0,283	0,120	0,058
T	80	100	140	180	200		
$W_1(T)$	0,036	0,021	0,004	0,001	0,0003		
$W_2(T)$	0,033	0,021	0,0097	0,005	0,002		

При сопоставлении этих величин выяснилось, что зависимость $W(T)$ от T носит достаточно простой характер и с удовлетворительной точностью описывается следующей эмпирической формулой:

$$W(T) = \frac{1}{\left(1 + \frac{T}{38}\right)^3}. \quad (4)$$

Здесь $W_1(T)$ — значение функции, полученное непосредственно из подсчета по карте, $W_2(T)$ — значение функции, рассчитанное по формуле (4).

Для распределения типа (4) можно легко подсчитать средние значения T^n , интегрируя следующее выражение в пределах от 0 до выбранного максимального значения $T=M$ (по самому определению $T \leq 355$, но подобные значения T практически не встречаются):

$$\bar{T}^n = - \int_0^M \frac{dW(T)}{dT} T^n dT = - W(T) T^n \Big|_0^M + n \int_0^M W(T) T^{n-1} dT. \quad (5)$$

После подстановки в формулу (5) найденных выражений для $W(T)$ путем достаточно элементарных расчетов приходим к простым выражениям для \bar{T}^n , которые в наиболее интересных случаях $n=1$ и $n=2$, имеют следующий вид:

$$\bar{T} = \frac{aM^2(3+aM)}{2(1+aM)^3}; \quad \bar{T}^2 = \frac{aM^3}{(1+aM)^3}, \quad (6)$$

где a — численный коэффициент при T в формуле (4), равный $1/38$.

Подсчитав по этим формулам (при $M=250$), что $\bar{T}=18$ и $\bar{T}^2=944$, находим, наконец, искомые значения C_1 и C_2 ($C_1=0,3$, $C_2 \approx 0,006$) при условии, что принятое значение среднего числа разрядов является правильным. Значение коэффициентов C_1 и C_2 , полученных с учетом глобальных характеристик, естественно, должны превышать указанные ранее величины, выбранные для подсчета не общего числа разрядов, а только разрядов на землю [формулы (1) и (2)].

Как для линейной, так и для квадратичной зависимости соотношения коэффициентов лежат в допустимых границах, что не дает оснований для выбора окончательного варианта. Заметим, что новое значение \bar{T} (равное 18) несколько превышает величину, полученную Бруксом ($\bar{T}=16,2$), но это поправка перекрывается пока неопределенностью, связанной с выбором наиболее подходящего порядка T . Различие между линейной и квадратичной зависимостью наиболее сильно проявляется при оценке относительного значения мировых очагов, к числу которых можно отнести грозовые области, где $T \geq 100$. Обычно, при анализе результатов за атмосфериками, приходящими от далеких источников, учитывались главным образом центры, выделенные по аналогичным признакам [17].

Для оценки относительного значения мировых центров воспользуемся полученными формулами (6), подставляя в них не только максимальное значение $T=M$, но и выбранное, характерное значение K . Относительный вклад, который дают все остальные области в общую годовую сумму разрядов (без вклада мировых очагов гроз), определяется формулой

$$P_n = \frac{\bar{T}^n K}{\bar{T}^n M}, \quad (7)$$

где n принимает значения 1 или 2, а через $\bar{T}^n(K)$ и $\bar{T}^n(M)$ обозначены средние значения, вычисляемые по формулам (6) при соответствующих значениях аргумента.

Расчеты, сделанные по формуле (7), показали, что при $M=250$ (максимальное значение) $P_1=0,82$, $P_2=0,58$; при $M=200$ $P_1=0,83$, $P_2=0,60$, и, таким образом, на долю мировых центров (выделенных по признаку $T \geq 100$) в случае, если справедлива линейная зависимость, приходится только 17—18% общего годового числа разрядов. Вклад мировых центров в общий годовой баланс становится значительным только при

квадратичной зависимости числа разрядов на единицу площади от числа дней с грозой (в среднем составляет 40—42%).

На основании проведенного анализа и обобщения данных следует сделать вывод, что общепринятая оценка глобальной грозовой активности 100 разрядов в 1 сек. не противоречит результатам измерений, проведенных после выхода работы Брукса (главным образом в последние годы) и что наиболее важное значение имеет сейчас систематическое исследование хотя бы одного из мировых центров. Это может быть осуществлено как путем непосредственных наблюдений в самом центре, так и при организации наблюдений за дальними атмосфериками.

ЛИТЕРАТУРА

1. Цицерон М. Т. Речи, т. 1. Изд. АН СССР, М., 1962, 317.
2. Справочник по геофизике. Изд. «Наука», М., 1965.
3. Тверской П. Н. Курс метеорологии (физика атмосферы). Гидрометеоиздат Л., 1962.
4. E. Killinski. Lehrbuch der Luftelektrizität. Akad. Verlagsges., Geest. u. Portig, Leipzig, 1958.
5. H. Volland. Das statistische Amplitudenspektrum von Atmosphericis. Zeitschrift für angewandte Physik, 15 Nr. 6, 541—547, 1963.
6. E. T. Pierce. Atmosphericis — their characteristics at source and propagation. XVth General Assembly of URSI, Commission IVa Introductory Review Paper, München, 1966.
7. Махоткин Л. Г. Статистика атмосферных радиопомех. Геоматнетизм и аэрномия, т. 3. № 2, 1963, 284—292.
8. Ruckroft M. J. Resonances of the Earth — ionosphere cavity observed at Cambridge, England, J. Res. Nat. Bur. Stand., Radio science, 69 D, No. 8, 1073—1081, 1965.
9. Brooks C. E. P. The distribution of thunderstorms over the globe. Geophysical Memoirs, 3, No. 24, 147—164, 1923.
10. Marriott W. Brontometer records at West Norwood, June 4, 1908. Q. J. Roy. Met. Soc., 34, 210—212, 1908.
11. Israel H. Atmosphärische Elektrizität, Teil 2, 258, Akad. Verlagsges. Geest. u. Portig, Leipzig, 1961.
12. Колоколов В. П., Симонова Р. И. Методика составления карт грозовых разрядов. Труды ГГО, вып. 177, 1965.
13. Колоколов В. П. и др. Об уточнении методики составления карт числа грозовых разрядов. Труды ГГО, вып. 188, 1966, 3—10.
14. Müller-Hillebrand D., Johannesen O., Sargaaja E. K. Proc. Inst. Electr. Eng., 112 1965.
15. Golde R. H. In: Gas Discharges and Electricity Supply Industry, Ed. by J. S. Forrest, p. 174, Butterworths, London, 1962.
16. World Meteorological Organization, WMO/OMM1 No. 21, Tr. 21, world distribution of thunderstorm days, part 2, 1950.
17. Клейменова Н. Г. Некоторые результаты наблюдений естественного электромагнитного поля в полосе 1—20 гц на полярных станциях Тикси и Ловозеро. Изв. АН СССР, сер. физика Земли, № 3, 1965, 97—102.

О СВЯЗИ ИСТОЧНИКОВ АТМОСФЕРИКОВ С ГЕОГРАФИЧЕСКИМИ ФАКТОРАМИ (НА ПРИМЕРЕ АРАВИЙСКОГО ПОЛУОСТРОВА)

При обработке наблюдений, проводившихся под Ленинградом (пос. Воейково) в 1966 г., было замечено, что в ряде случаев источники атмосфериков располагаются по берегам морей и океанов, в долинах больших рек и в горных районах. Такая привязка к географическим условиям очень четко выражена в районе Гвинейского залива, где и по климатологическим данным особенно активная зона одного из главных мировых грозовых очагов расположена в прибрежной полосе.

Более неожиданным оказалось то, что заметные контрасты в распределении источников атмосфериков получились в районах с умеренной грозовой активностью и особенно резко были выражены там, где в среднем грозовая активность очень низка (в области Аравийского полуострова). Целесообразность выбора этой области подтверждается не только наличием отмеченных контрастов, но и тем, что довольно детальная характеристика относительного распределения грозовой активности на Аравийском полуострове и в прилегающих к нему районах может сама по себе представлять известный интерес.

Как указывается в литературе, по берегам Красного и Аравийского морей и Персидского залива влажность воздуха очень велика, но резкое увеличение влажности в береговой зоне носит местный характер и ограничивается нижним слоем воздуха, тем более, что условия для конвективного обмена на побережье мало благоприятны [1, 2]. Поэтому трудно сказать заранее, насколько сильны будут контрасты в распределении грозовой активности.

Для обработки наблюдений за атмосфериками рассматриваемая область была разбита на 11 зон: 1 — африканское побережье Красного моря, 2 — Красное море, 3 — аравийское побережье Красного моря, 4 — восточное побережье Средиземного моря, 5 — возвышенная часть Аравийского полуострова, 6 — район междуречья, 7 — низменная часть Аравийского полуострова, 8 — побережье Аравийского моря, 9 — аравийское побережье Персидского залива, 10 — Персидский залив, 11 — иранское побережье Персидского залива (рис. 1). Ширина всех прибрежных зон, расположенных целиком на суше, была принята равной 100 км.

Обработка результатов наблюдений сводилась к подсчету числа зарегистрированных атмосфериков, источники которых были расположены в соответствующей зоне. Полученные суммы еще нельзя сравнивать между собой, так как зоны имеют различную площадь. Для перехода

к сравнимым величинам были определены значения нормирующего множителя, равного отношению площади зоны № 1 к площади данной зоны (таким образом, площадь зоны № 1 условно принималась за единицу).

В табл. 1 указано количество атмосфериков, принятых в течение каждого месяца из различных зон (с учетом их площадей). Так как в январе было сделано очень мало наблюдений и они относились главным образом, к концу месяца, небольшое число зарегистрированных

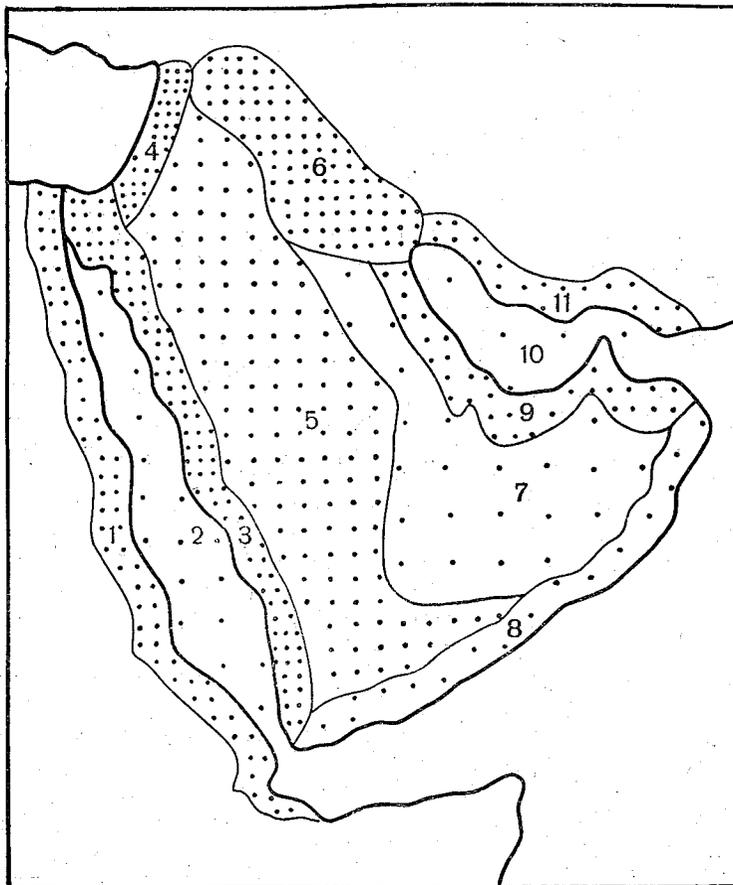


Рис. 1. Относительное распределение грозовой активности в области Аравийского полуострова по данным наблюдений за атмосфериками.

Плотность точек пропорциональна числу разрядов на единицу площади.

в этот месяц атмосфериков добавлено к февральским суммам, а январь в таблице пропущен.

Необходимо подчеркнуть, что числа, приведенные в табл. 1, соответствуют примерно 0,1% действительного числа грозовых разрядов и могут быть непосредственно использованы только для характеристики годового хода и относительного распределения грозовой активности по зонам. Грубо ориентировочная оценка абсолютных величин (среднего числа разрядов на квадратный километр) может быть получена путем уменьшения табличных значений в 300 раз. Не исключено, что ориентировочные абсолютные значения отличаются в несколько раз от истин-

ных величин, но без проведения специальных исследований нельзя существенно ограничить возможные ошибки. Рассмотрение этих вопросов выходит за рамки настоящей статьи, так как для решения поставленной здесь конкретной задачи достаточно использовать приведенные в табл. 1 относительные величины.

Таблица 1

Номер зоны	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год	Примечание
1	52	12	21	4	4	—	17	45	61	37	14	267	Берег
2	5	7	5	5	—	—	3	14	3	5	2	49	Море
3	11	5	28	16	12	—	14	22	35	204	6	353	Берег
4	69	14	97	—	—	—	23	51	69	299	—	622	"
5	18	1	9	1	5	2	9	14	18	35	2	114	Возвышенность
6	41	16	47	37	11	12	50	23	68	20	4	328	Междуречье
7	4	4	11	—	1	1	1	2	11	—	1	36	Низменность
8	16	—	47	5	3	1	5	4	3	3	—	87	Берег
9	14	2	74	36	25	13	5	5	29	—	7	210	"
10	13	6	6	—	—	—	—	—	—	—	—	25	Залив
11	14	—	67	9	11	—	—	11	51	5	2	170	Берег

Как видно из табл. 1, в общем итоге на берегах Красного моря грозовая активность в 5—7 раз выше, чем над самим морем, а на берегах Персидского залива в 7—8 раз выше, чем над заливом. Примерно одинаковый уровень грозовой активности наблюдается над Красным морем и Персидским заливом, с одной стороны, и пустынями Руб-эль-Хали и Малый Нефуд (занимающими зону № 7), с другой стороны. Зато контраст между береговой полосой и основной (внутренней) частью полуострова остается достаточно большим: на берегах активность, примерно в 3 раза выше, чем внутри полуострова. Более наглядное представление о географическом распределении грозовой активности в пределах рассматриваемой области (по годовым суммам) дает рис. 1, на котором густота точек пропорциональна числу разрядов на единицу площади.

По типу годового хода грозовой активности рассматриваемую территорию можно разделить на две части: район Красного моря и большая

Таблица 2

Номер зоны	Атмосферные явления	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
3	Атмосферики	11	5	28	16	12	—	14	22	35	204	6
	Осадки, мм (Джидди)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	41	16
8	Атмосферики	16	—	47	5	3	1	5	4	3	3	—
	Осадки, мм (Аден)	7	15	5	4	3	1	3	3	0	3	3
9	Атмосферики	14	2	74	36	25	13	5	5	29	—	7
	Осадки, мм (Маскат)	22	25	1	0	8	1	0	0	0	17	14

часть Аравийского полуострова, где максимум наблюдается осенью, и район Персидского залива и побережье Аравийского моря, где максимум сдвигается на весенние месяцы. В условиях исключительно сухого климата периоды, в течение которых наиболее вероятно развитие грозовой деятельности, должны соответствовать периодам, когда выпадает наибольшее количество осадков. В табл. 2 количество зарегистрированных атмосфериков сопоставлено со средними месячными суммами осадков, приведенными в [2] для трех станций, расположенных в зонах 3, 8 и 9.

Данные одной станции не могут, конечно, полностью характеризовать полосу длиной 2000—3000 км, но даже при сопоставлении данных табл. 2, наблюдается удовлетворительное соответствие периодов, когда было зарегистрировано наибольшее число атмосфериков и отмечалось наибольшее количество осадков. Эти периоды приходятся на осенние месяцы в районе Красного моря (зона 3) и на весенние месяцы в районе побережья Персидского залива и Аравийского моря (зоны 8 и 9).

ЛИТЕРАТУРА

1. Алисов Б. П. Климатические области зарубежных стран. Географгиз, М., 1950.
2. Алисов Б. П., Берлин И. А., Михель В. М. Курс климатологии, ч. 3, Гидрометеиздат, Л., 1954.

ГРОЗОВАЯ АКТИВНОСТЬ В СЕВЕРНОЙ ПОЛОВИНЕ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА ПО НАБЛЮДЕНИЯМ В 1966 г.

В общих справочниках [1, 2], где обычно указывается основная литература по каждому вопросу, в статьях, посвященных Атлантическому океану, есть ссылка на монографию [3], в которой дается описание грозовой обстановки. В январе и феврале почти всюду грозы редки. Больше всего их у южной оконечности Гренландии. В марте на юге Гренландии бывает от 3 до 5 дней с грозой. В апреле число гроз несколько больше, чем в марте. Больше всего их у южной оконечности Гренландии. Повторяемость гроз в мае возрастает, в особенности на южном побережье США. В июле грозы учащаются. В Гренландии число дней с грозами составляет 1—5. В большинстве районов июль самый богатый грозами месяц. Но в Гренландии их меньше, чем в другие месяцы (не более 9). Часто встречаются грозы в августе. В Гренландии на западном побережье бывает от 3 до 14 дней с грозами. Не так часты грозы в сентябре. В Гренландии бывает от 1 до 9 дней с грозами, на побережьях Гренландии — 2 дня. Число гроз в ноябре невелико, на южном побережье Гренландии наблюдается 2—3 дня с грозами. В декабре больше гроз в Гренландии, на южном побережье (от 1 до 8 дней).

На основании этого обзора создается совершенно твердое убеждение, что главный центр грозовой активности Северной Атлантики расположен в районе Гренландии. Таблицы, в которых для Гренландии указывается очень большое число дней с грозой, имеются и в другой книге [4]. Однако по данным оригинальной статьи [6], там наблюдается очень небольшое число гроз, станции отмечают в среднем в течение года только около одного дня с грозой. Очень низкая грозовая активность для района Гренландии указана также в сводке данных, опубликованных ВМО [7].

Среди других источников, в которых дается характеристика грозовой деятельности в Атлантике, необходимо еще отметить работу Кеппена [8], содержащую сводку наблюдений, выполненных более 50 лет назад. Имевшиеся тогда материалы не позволили полностью охватить весь рассматриваемый район. Но даже в настоящее время океаны освещаются слабо, что особенно чувствуется при необходимости дать характеристику таких нерегулярных процессов, к каким относятся грозы. Когда данные о таких явлениях могут быть получены только из литературы, возможны очень грубые ошибки типа создания ложного грозового центра в Гренландии. Поэтому, обобщая результаты наблюдений,

проведенных в 1966 г., целесообразно остановиться прежде всего на отдельных районах, для которых материалы даже за ограниченный промежуток времени представляют достаточный интерес.

В течение 1966 г. в отделе атмосферного электричества ГГО проводились наблюдения за расположением дальних грозových очагов. Наблюдения проводились с помощью установки, позволяющей определять местоположение грозových районов из одного пункта. В установку входили однонаправленный пеленгатор, с помощью которого определялись азимуты источников атмосфериков, и два фазометра, по показаниям которых оценивалась удаленность наблюдаемых грозových очагов [9]. Азимут определялся с ошибкой $\pm 2^\circ$ [10], а удаленность с ошибкой ± 500 км. (Эта ошибка была определена путем сравнения данных однопунктной установки с результатами пеленгования Английской и Европейской сетей пеленгования гроз). Наблюдения проводились в сроки 9, 12 и 15 час. московского времени. Операторы, ведущие наблюдения на установке, записывали значения азимутов и соответствующие им отсчеты по фазометрам в типовые бланки. Продолжительность наблюдений составляла 15—20 мин.

После наблюдения производилась обработка, заключающаяся в нанесении точек на специальную сетку, по одной оси которой откладывались значения азимутов, а по другой — разность отсчетов по фазометрам, линейно связанная с удаленностью. Затем производилось выделение грозových областей, которые получались в виде более или менее концентрированных скоплений точек. По осредненным координатам этих скоплений производилась наноска полученных данных о распределении грозových областей на карту. Причем выделенные грозových очаги обозначались на карте цифрами, соответствующими числу атмосфериков, принятых из этого очага за время одного сеанса.

В результате проведенных наблюдений был получен достаточно большой материал по размещению грозových очагов в северном полушарии. Особый интерес, как нам кажется, представляют данные о грозах в северной половине Атлантического океана, которая достаточно хорошо «просматривалась» используемой установкой. Поэтому была предпринята попытка использовать полученный материал за период с декабря 1965 г. по ноябрь 1966 г. включительно для пробной оценки относительной грозовой активности северной половины Атлантики. В связи с тем что в январе 1966 г. наблюдений было мало, данные за декабрь 1965 г. и январь 1966 г. объединены; соответствующая месячная карта помещена как на рис. 1 (I), так и на рис. 2 (XII) с целью указания тенденции годового хода.

Так как координатная сетка планшета, на которой наносились результаты наблюдений, состояла из линий равной удаленности от пункта наблюдения, проведенных через 1000 км, и линий равных азимутов, проведенных через 10° , наиболее удобно было вести обработку полученного материала по участкам океана, ограниченными клетками имеющейся координатной сетки.

Для оценки относительной грозовой активности имеющиеся данные о числе атмосфериков, принятых из каждой клетки, нужно было редуцировать на удаленность, так как не только число атмосфериков, принятых с одинаковых площадей, имеющих одинаковую грозovou активность, но и сама площадь, выделенных нами клеток, является функцией удаленности. Если принять, что напряженность поля атмосферика убывает обратно пропорционально $R^{\frac{4}{3}}$ и распределение амплитуд атмосфе-

риков подчиняется логарифмически нормальному закону [11], можно провести редукцию на удаленность по следующему соотношению:

$$k = \frac{N}{n} = \frac{s_0}{s_i} \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_u^{\infty} e^{-\frac{t^2}{2}} dt,$$

где N — редуцированное значение числа принятых атмосфериков из клетки площадью s_i ; n — число действительно принятых атмосфериков из клетки площадью s_i ; k — коэффициент редукции; s_0 — площадь клетки для зоны $0 < R < 1000$ км; s_i — площадь клетки для редуцируемой зоны.

Предел интегрирования определяется как

$$u = \frac{4}{3} \frac{\lg R - \lg R_0}{\sigma},$$

где σ — нормальное рассеяние; R_0 — удаленность, для которой медианное значение амплитуд атмосфериков, соответствующее рабочей частоте и ширине полосы запускающего канала установки, равно порогу его срабатывания; R — удаленность редуцируемой зоны.

Основываясь на материале работ [12, 13] и учитывая параметры используемой установки, мы приняли значения $\sigma = 8$ дБ и $R_0 = 2000$ км. В соответствии с указанными параметрами значение интеграла вероятности находилось из таблиц. Отношение $\frac{s_0}{s_i}$ определялось следующим

образом. Учитывая, что $\frac{s_0}{s_i} = \frac{s'_0}{s'_i}$, где s'_0 и s'_i — боковая поверхность

соответствующих шаровых слоев, выделенных плоскостями, в которых лежат линии равной удаленности, а также, что $s_i = 2\pi r h_i$, где r — радиус шара, а h_i — высота шарового слоя, получим

$$\frac{s_0}{s_i} = \frac{h_0}{h_i}.$$

Значения высот могут быть легко определены (в единицах r), так как дуговая толщина шаровых слоев известна и равна 9° . На основании указанных соотношений был проведен расчет коэффициента редукции для каждого кольца, выделяемого линиями равной удаленности. Округленные значения этого коэффициента, принятые нами для обработки полученных данных, приведены ниже:

Кольцо, тыс. км	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7	7—8	8—9	9—10
k	1	1	1,5	2	3	4	6	9	13

С учетом этого коэффициента были получены редуцированные месячные значения чисел принятых атмосфериков для каждой клетки, расположенной в северной половине Атлантического океана. Значения N для неполных клеток, расположенных в прибрежных зонах, были дополнительно пересчитаны на целую клетку. Затем была сделана попытка построить месячные карты, показывающие распределение числа принятых атмосфериков по северной половине Атлантического океана. Эти карты (рис. 1 и 2) показывают, что наибольшее число атмосфериков было принято из западной части Атлантического океана, что согласуется с имеющимися сведениями [7]. Вместе с тем достаточно четко прослеживается распространение грозовых областей с запада на восток в период с июля по декабрь, что согласуется с материалами, приведенными в работе [8].

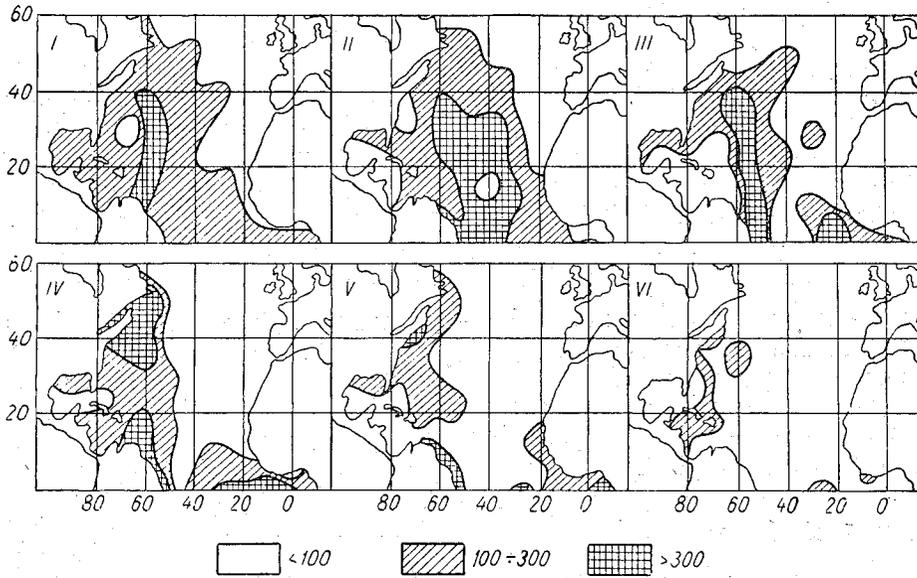


Рис. 1. Месячные карты распределения источников атмосфериков в северной половине Атлантического океана. Январь—июнь.

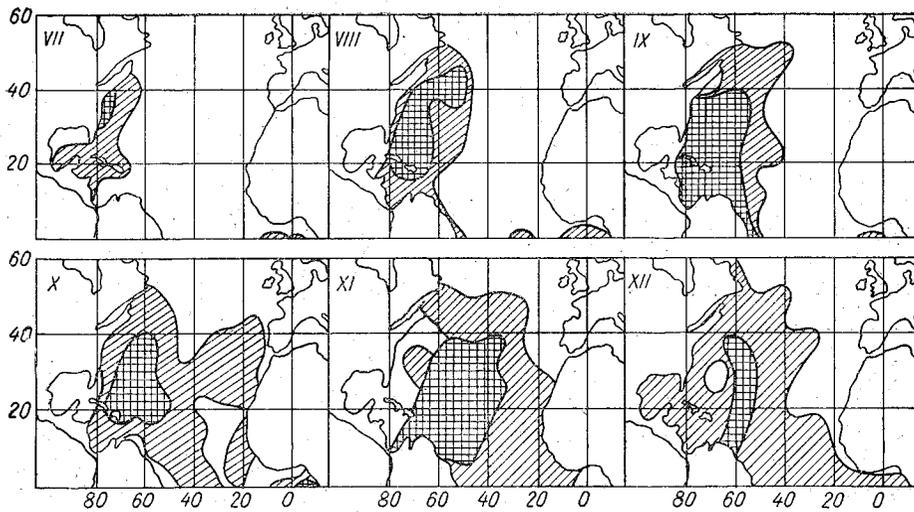


Рис. 2. Месячные карты распределения источников атмосфериков в северной половине Атлантического океана. Июль—декабрь.

Усл. обозн. см. рис. 1.

Кроме того, нами была предпринята попытка выявить характер годового хода числа принятых атмосфериков N для различных районов Атлантики (хотя бы по материалам одного 1966 г.). Для этой цели был

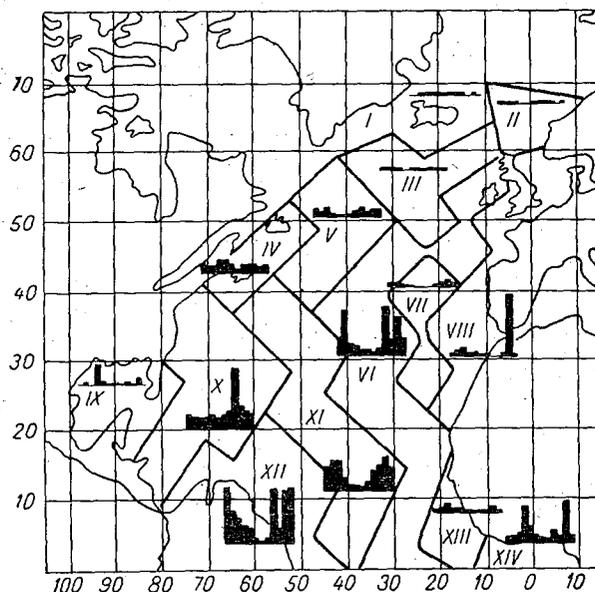


Рис. 3. Годовой ход числа атмосфериков, принятых из различных зон (I—XIV) северной половины Атлантического океана.

определен годовое ход N для каждой клетки северной половины Атлантического океана. Затем были выбраны и объединены клетки, имеющие сходный характер годового хода N . На рис. 3 представлены результаты проведенной нами обработки. Как видно из этого рисунка, нами были выделены 14 зон. Номера этих зон указаны римскими цифрами. Осредненный годовое ход N для каждой из этих зон дан на рис. 3 в виде диаграмм. Годовой ход двух соседних зон X и XII был сопоставлен с материалами работы [5].

На рис. 4 даны диаграммы годового хода по данным наблюдений в Вест-Индии (Сан-Хуан) и на северо-востоке Бразилии (Барра-ду-Корда) и по нашим данным. Несмотря на то, что наши данные относятся только к одному году, совпадение их с данными, взятыми из работы [5], можно считать достаточно удовлетворительным.

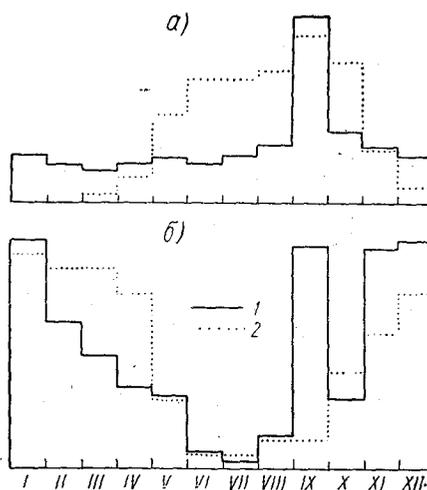


Рис. 4. Сопоставление годового хода числа атмосфериков (1), принятых из зоны X (а) и зоны XII (б) с годовым ходом числа дней с грозой (2)

ЛИТЕРАТУРА

1. Большая Советская Энциклопедия, т. 3. Изд. БСЭ, М., 1950, 362.
2. Краткая географическая энциклопедия, т. 1. Изд. БСЭ, М., 1963.
3. Харитонов Д. Г. Гидрометеорологическая характеристика северной части Атлантического океана. Труды ГОИИ, вып. 9(21), Л., 1948.
4. Витвицкий Г. Н. Климат Северной Америки. Географиз, М., 1953.
5. Brooks C. E. P. The distribution of thunderstorms over the Globe, Geophysical memoirs, v. III, page 147, 1923.
6. Thomassen B. Nogle undersøgelser angående tordenvejs og lynilds forekomster i Grønland. Grønland, N 11, 391—398, 1965.
Grønland,
7. World Meteorological Organization WMO/OMM, No. 21. Tr. 21, 1950. World Distribution of Thunderstorm Days, Partr.
8. Köppen W. Die Jährliche und räumliche Verteilung der Gewitter und Böen auf dem Nordatlantischen Ozean und an dessen Küsten. Annalen der Hydrographie und Maritimen Meteorologie, 46, 1918, 64—78.
9. Иньков Б. К. О возможности определения местоположения далеких грозových очагов из одного пункта. Метеорология и гидрология, № 4, 1967.
10. Леушин Н. И. К вопросу о важности исследования атмосфериков и наблюдений над ними для службы погоды. Гидрометеоздат, Л.—М., 1938.
11. Махоткин Л. Г. Статистические характеристики амплитуд атмосфериков. Труды ГГО, вып. 142, 177, 1965.
12. Махоткин Л. Г. Оценка параметров амплитудного распределения атмосфериков, генерируемых изолированным источником. Геоматнетизм и аэрономия, т. 4, № 1, 1964.
13. Taylor W. L. Radiation field characteristics of lightning discharges in the band of 1 Kc/s to 100 Kc/s. J. Res. Nat. Bur. Stand. Ser. D. Radio propagation, 67 D, No. 5, 539—550, 1963.

О РАСПРЕДЕЛЕНИИ ИСТОЧНИКОВ РЕГИСТРИРУЕМЫХ АТМОСФЕРИКОВ ПО УДАЛЕННОСТИ (ДЛЯ РАССТОЯНИЙ БОЛЬШЕ 1000 КМ)

Первые данные об азимутальном распределении атмосфериков были получены десятки лет назад, и с тех пор этот вопрос рассматривался в ряде статей. Гораздо меньше изучено распределение принимаемых атмосфериков в зависимости от удаленности от источников. Это объясняется в первую очередь тем, что единственный метод, с помощью которого в настоящее время производятся систематические наблюдения в разных странах, не обеспечивает получения правильных результатов, относящихся к более или менее значительным расстояниям. Действительно, при пеленговании грозовых разрядов сетью радиогониометрических пунктов фиксируются преимущественно источники, расположенные на расстояниях до 2500 км, и совершенно не учитывается большое число далеких атмосфериков.

В течение 1966 г. на полевой базе ГГО в пос. Воейково (под Ленинградом) проводились наблюдения за дальними грозовыми очагами и были получены данные, характеризующие распределение источников атмосфериков, имеющих в пункте приема сигналов амплитуду не менее 300 мкв/м на частоте 7 кгц при ширине полосы 500 гц (на уровне 6 дб). Для общей характеристики удаленности источников ниже приводятся расстояния R_m , за пределами которых в течение каждого месяца было принято 50% зарегистрированных атмосфериков:

Медианное значение R_m для января дается условно и выделяется среди других величин вследствие того, что в этом месяце было сделано мало наблюдений. В течение большей части года R_m превышает 5000 км, т. е. вклад далеких атмосфериков очень велик. С самого начала наблюдений было замечено, что с запада обычно приходят более далекие атмосферики, чем с юга и востока. Поэтому, кроме суммарной характеристики приема атмосфериков по всем направлениям, производился подсчет источников атмосфериков по двум зонам, разграниченным между собой дугой большого круга, проходящей через Ленинград под азимутом 240°. К востоку от этой границы распространение происходит преимущественно над сушей (зона 1), тогда как к западу (зона 2) атмосферики проходят большую часть пути над морем. Суммарные данные, приведенные в табл. 1, полностью подтверждают вывод о значительном отличии этих зон.

Месяц . . .	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
R_m	(4,3)	6,5	6,1	6,2	4,0	3,8	3,6	4,0	5,4	5,3	5,8	6,9

Таблица 1

	Зона	I	II	III	IV	V	VI
	R_m	1	3,3	5,6	5,2	5,4	3,4
	2	5,9	7,3	7,2	7,4	7,3	6,6
g	1	706	2813	2111	4253	4272	4182
	2	470	2595	1133	1937	782	841

	Зона	VII	VIII	IX	X	XI	XII
	R_m	1	3,3	3,4	4,3	4,2	4,7
	2	6,5	6,8	7,9	6,7	7,2	7,1
g	1	4011	5090	2871	3242	2886	2437
	2	666	1276	1421	1960	2124	2627

Примечание. R_m дается в тысячах километров; g — общее число принятых за месяц атмосфериков.

Если по дальности источников преимущество на стороне зоны 2, то по количеству принятых атмосфериков преимущество переходит к зоне 1. Причиной большого различия выделенных зон по дальности приема является, вероятно, совокупность двух факторов: хорошо проводящей подстилающей поверхности и распространения сигналов с запада на восток, которые приводят к меньшему затуханию сигналов в зоне 2, чем в зоне 1, где эти условия менее благоприятны. Характеристика удаленности источников по величине R_m не является полной, поэтому в табл. 2 (для зоны 1) и 3 (для зоны 2) приводятся более подробные данные об интегральном количестве принятых атмосфериков (в процентах к общему числу за месяц) в зависимости от расстояния R (в тысячах километров).

Таблица 2

Месяц	R тыс. км										
	≥ 2	≥ 3	≥ 4	≥ 5	≥ 6	≥ 7	≥ 8	≥ 9	≥ 10	≥ 11	≥ 12
I	100	64	15	10	6	4	2	1	1	1	—
II	100	93	71	58	46	31	17	10	7	4	3
III	100	93	62	52	39	24	12	5	3	3	2
IV	98	82	63	54	45	29	16	10	7	4	3
V	90	56	42	33	26	19	11	7	6	4	4
VI	95	68	50	38	26	18	12	9	8	6	5
VII	78	55	36	24	15	10	6	5	3	3	2
VIII	82	59	39	26	15	9	6	4	3	2	1
IX	90	74	55	39	26	14	8	5	3	2	2
X	95	73	52	39	26	13	7	4	9	2	1
XI	100	85	60	45	32	20	12	7	3	2	1
XII	100	89	80	73	62	49	24	13	6	3	2

Таблица 3

Месяц	R тыс. км										
	≥2	≥3	≥4	≥5	≥6	≥7	≥8	≥9	≥10	≥11	≥12
I	100	99	97	68	48	76	8	4	2	0,4	—
II	100	98	92	85	73	58	31	20	12	6	4
III	100	100	97	92	75	54	29	20	10	5	4
IV	100	97	94	88	81	61	33	22	14	10	6
V	97	90	86	81	70	57	32	17	9	5	2
VI	96	85	75	68	57	46	29	19	13	8	6
VII	99	88	82	75	62	37	24	14	8	4	1
VIII	98	94	90	83	72	46	30	15	9	5	2
IX	98	97	94	90	78	64	49	27	15	9	3
X	99	96	91	80	64	43	28	13	7	3	2
XI	100	97	93	85	70	53	37	21	12	7	4
XII	100	98	94	89	71	52	34	20	12	7	3

Следует отметить, что в соответствии с принятой в течение 1966 г. методикой обработки наблюдений не учитывались источники, расположенные на расстояниях меньше 500 км. При составлении таблиц 1—3 с градацией через 1000 км производился подсчет источников начиная с расстояния 1000 км и дальше. Поэтому в летние месяцы добавление близких атмосфериков несколько изменит полученные здесь распределения.

Заметим, что авторы недавно опубликованной статьи [1] не могли обнаружить по своим данным влияния подстилающей поверхности и зависимости от направления распространения атмосфериков (с запада на восток или с востока на запад). Вероятно, это объясняется тем, что до сих пор отсутствовали более или менее систематические данные о приеме очень далеких атмосфериков. В данном случае частично могла сказаться и сравнительно большая удаленность самих источников в западной зоне (над океаном), но целиком объяснить отмеченные здесь различия за счет особенностей в распределении грозных очагов нельзя.

ЛИТЕРАТУРА

1. Chapman F. W, a. o. Observations on the propagation constant of the earth-ionosphere waveguide in the frequency band 8 c/s to 16 Kc/s. Radio science, 1 (New series), No. 11, 1273—1282, 1966.

ГРАНИЦЫ ПРИМЕНИМОСТИ АМПЛИТУДНОГО МЕТОДА ОЦЕНКИ РАССТОЯНИЯ ДО ГРОВОНЫХ ОЧАГОВ

Вследствие своей простоты амплитудный метод оценки расстояния до грозных очагов десятки лет привлекает внимание специалистов, пытающихся создать простую аппаратуру для оценки расстояния до грозных очагов по результатам наблюдений в одном пункте, но только недавно была разработана практически пригодная установка с радиусом действия около 200 км [1]. В результате проведенных расчетов была практически обоснована структура шкалы для оценки расстояния до близких грозных очагов [2], дальнейшая детализация которой невозможна из-за резкого возрастания ошибок. Если формально экстраполировать эту шкалу, то для характеристики далеких грозных очагов получаются следующие примерные градации: 1000—2000, 2000—4000, 4000—8000 км. Однако даже такая грубая оценка зависит от ряда факторов, не позволяющих считать ее безусловно обеспеченной.

Сделанные замечания не дают окончательного ответа на вопрос о перспективности амплитудного метода, так как относятся только к одному из возможных вариантов: когда оценка расстояния производится по амплитудам отдельных атмосфериков. Чтобы снять это ограничение, необходимо привлечь дополнительные данные, характеризующие совокупность принимаемых атмосфериков. С этой целью в начале 1964 г. на полевой базе ГГО в пос. Воейково (под Ленинградом) проводились специальные сеансы, во время которых оператор отмечал вспышки на экране пеленгатора, постепенно снижая его чувствительность с помощью входных аттенуаторов.

Полученные данные подразделялись на группы в зависимости от расстояния до ближайшего очага, запеленгованного в соответствующем азимуте европейским кустом радиогониометрических пунктов. В табл. 1 для каждого интервала расстояний R (в тысячах километров) указаны логарифмы (j) общего числа зарегистрированных атмосфериков с амплитудой, равной и больше A (амплитуды выражены в условных единицах и соответствуют делениям шкалы входного аттенуатора). Эта таблица составлена по данным ночных наблюдений, проведенных в марте и апреле 1964 г.

Сравнивая строчки этой табл. 1, нельзя обнаружить закономерного изменения зависимости $j=F(A)$ при изменении расстояния R . Это совершенно не согласуется с утверждением Воланда и Хейдта [3], которые положили в основу предложенного ими метода определения расстояния до грозных очагов следующую формулу:

Таблица 1

R тыс. км	A						
	≥1	≥1,78	≥3,16	≥5,62	≥10	≥17,8	≥31,6
1-2	1,86	1,65	1,26	1,08	0,70	0,00	—
2-2,5	2,26	2,05	1,77	1,58	1,08	0,60	0,60
2,5-3	2,11	1,73	1,49	1,43	0,90	0,78	0,48
3-4	2,01	1,86	1,54	1,28	0,90	0,70	0,00
4-5	2,21	2,03	1,70	1,30	0,85	0,30	0,00

$$j = c - \varphi(f, R) A. \quad (1)$$

Согласно формуле Воланда и Хейдта, величины j и A при работе на фиксированной частоте f линейного связаны между собой, причем угловой коэффициент $-\varphi(f, R)$ изменяется при изменении расстояния R . Подсчитав для пробы по данным, приведенным в таблице 1, значение величины

$$\varphi^*(f, R) = \frac{j(1) - j(10)}{9}, \quad (2)$$

приходится признать, что в данном случае никакой оценки расстояния получить нельзя. Действительно, величина $\varphi^*(f, R)$, колеблясь в пределах возможных ошибок около некоторого среднего значения, практически остается постоянной, что видно из данных, помещенных ниже:

R тыс. км	1-2	2-2,5	2,5-3	3-4	4-5
$\varphi^*(f, R)$	1,29	1,31	1,34	1,24	1,49

Эти данные не являются исключением из общего правила; наоборот, они характеризуют наиболее типичные особенности всей совокупности результатов проведенных наблюдений. Так как все имеющиеся таблицы заняли бы здесь слишком много места, в качестве дополнительного примера приведены суммарные данные, относящиеся только к одному месяцу и одному дневному сеансу (февраль, 10 час.). Эти данные представлены в табл. 2, построенной аналогично табл. 1.

Таблица 2

R тыс. км	A						
	≥1	≥1,78	≥3,16	≥5,62	≥10	≥17,8	≥31,6
2,0-2,5	0,90	0,60	0,30	0,30	0,00	—	—
2,5-3,0	1,76	1,59	1,43	1,41	1,38	1,11	0,70
3,0-3,5	1,79	—	1,71	1,57	1,42	1,30	0,70
3,5-4,0	2,23	2,11	1,95	1,74	1,60	1,45	0,78
4,0-4,5	1,76	1,56	—	1,54	1,40	1,34	0,48
4,5-5,0	2,00	1,87	1,71	1,52	1,15	0,90	0,48

При детальном сопоставлении данных, приведенных в табл. 2, можно заметить слабую и нечетко выраженную тенденцию к росту величины $f^*(f, R)$ с увеличением расстояния, но в остальных таблицах (которые здесь не приводятся) такую тенденцию обнаружить не удается. Нет оснований предполагать, что положение может существенно измениться при использовании других частот (все представленные здесь данные относятся к частоте около 7 кгц).

Чтобы убедиться в том, что полученные выводы распространяются на другие частоты, была собрана предложенная Хейдтом схема для линейной развертки азимутальной шкалы [4, 5], с помощью которой можно легко получить данные об амплитудном распределении достаточно интенсивных атмосфериков на различных частотах. В результате проведенных измерений были отмечены прежде всего очень большие колебания условий распространения радиоволн на частотах порядка 40—60 кгц. Попытка устранить вариации, связанные с изменением затухания атмосфериков, путем регулировки чувствительности аппаратуры в соответствии с уровнем сигнала удаленной радиостанции (расположенной на расстоянии приблизительно 1000 км) не дала определенных результатов. При обработке материалов наблюдений, полученных на различных частотах, также не удалось найти достаточно четкой связи между параметрами зарегистрированных участков кривых амплитудного распределения атмосфериков и удаленностью очагов, расположенных в соответствующих азимутах.

Некоторые варианты амплитудных методов оценки расстояния до удаленных грозовых очагов не требуют (по крайней мере внешне) получения статистических характеристик совокупности принятых атмосфериков. Сначала В. Е. Кашпровский [6], а потом Д. Крум [7] предложили определять расстояние по соотношению напряженностей поля, создаваемого индивидуальным атмосфериком на двух (или нескольких) частотах. В литературе нет никаких данных о результатах проверки этого варианта или даже о каких-либо предварительных измерениях по этой схеме. Можно заранее указать, что в последнем варианте не исключаются отмеченные выше серьезные затруднения, связанные с довольно противоречивыми требованиями, предъявляемыми к рабочим частотам (по крайней мере на одной частоте поглощение должно быть большим и в то же время достаточно устойчивым, не изменяющимся существенно в течение суток, ото дня ко дню и т. д.). Дополнительную неопределенность будут создавать индивидуальные особенности спектра отдельных атмосфериков.

Полученные результаты не позволяют согласиться с утверждением Е. Пирса [8] о большой перспективности и силе амплитудного метода, предложенного Воландом и Хейдтом для локализации далеких грозовых очагов. По имеющимся данным, область эффективного применения амплитудных методов ограничена расстояниями в несколько сотен километров. Простые установки, работающие по этому методу, оказываются практически весьма полезными, обеспечивая оперативно информацией о наличии и расположении местных грозовых очагов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лыдзар П. С. Установка для определения местонахождения близких грозовых очагов с одного пункта. Труды ГГО, вып. 188, 1966.
2. Махоткин Л. Г., Лыдзар П. С. Ориентировочная оценка удаленности гроз по амплитудам атмосфериков. Труды ГГО, вып. 146, 1963, 58—64.
3. Heydt G., Volland H. A new method for locating thunderstorms and counting their lightning discharges from a single observing station. JATP, 26, No. 7, 780, 1964.

4. Heydt G. Messung der Verteilung der spektralen Amplituden von Atmospherics unter Berücksichtigung des Einfallswinkels. Internat. Elektronische Rundschau, 18, 681, 1964.
5. Иньков Б. К. О применении линейной развертки при исследовании азимутального распределения атмосфериков. См. наст. сб.
6. Кашпровский В. Е. Определение местонахождения гроз радиотехническими методами. Изд. «Наука», М., 1966.
7. Croom D. L. The location of distant lightning discharges using the frequency spectrum of their v. l. f. radiation. J. Atm. and Terr. Physics, 27, No. 1, 101—109, 1965.
8. Pierce E. T. Atmospherics — their characteristics at source and propagation. Introductory Review Paper, 15th General Assembly of URSI, Commission 4a, München, 1966.

О ВЛИЯНИИ АМПЛИТУДНО-ЧАСТОТНОГО СПЕКТРА СИГНАЛА НА ПОКАЗАНИЯ ФАЗОМЕТРОВ, ПРИМЕНЯЕМЫХ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ УДАЛЕННОСТИ ИСТОЧНИКОВ АТМОСФЕРИКОВ

При исследовании фазовых характеристик атмосфериков, частотный спектр которых существенно изменяется при распространении, может возникнуть вопрос о влиянии особенностей амплитудно-частотного спектра на показания сравнительно широкополосных фазометров, состоящих

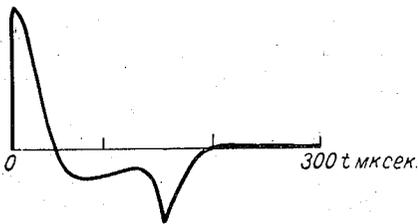


Рис. 1. Форма импульса, получаемого от контрольного генератора.

их двух селективных усилителей, отношение резонансных частот которых составляет 1 : 2 [1].

Для проверки правильности показаний фазометров был использован типовой контрольный генератор, вырабатывающий импульсы, форма которых показана на рис. 1. Частота следования этих импульсов была около 1 сек⁻¹. Сигналы, получаемые от контрольного генератора, пода-

вались на вход антенных катодных повторителей [1] непосредственно и через фильтр, амплитудная и фазовая характеристики которого были заранее определены. Затем для каждого фазометра измерялась разность фаз, вызванная включением фильтра. Далее эта разность фаз сравнивалась со значениями разности фаз, определенными по фазовым характеристикам соответствующего фильтра. Фильтры были выполнены в виде одиночного колебательного контура и имели следующие параметры:

Фильтр	№ 1	№ 2	№ 3
Резонансная частота, кгц	9,2	7,3	6,5
Добротность	3,6	3,6	3,5

В соответствии с этими параметрами фильтры обеспечивали двухкратное изменение спектральных амплитуд в полосе пропускания усилителей фазометров, что соответствует реально встречающимся изменениям в амплитудно-частотных спектрах атмосфериков. Результаты сравнения разностей фаз, определенных для рабочих частот фазометров

по фазовым характеристикам этих фильтров в соответствии с соотношением

$$\Delta\varphi = \varphi(f) - \frac{\varphi(2f)}{2},$$

где $\Delta\varphi$ — искомая разность фаз, а $\varphi(f)$ и $\varphi(2f)$ — значения, полученные по фазовой характеристике соответствующего фильтра для рабочих частот f и $2f$ усилительных каналов фазометра, с показаниями фазометров $\Delta\varphi'$, приведены ниже:

$\Delta\varphi$ град.	Фазометры								
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
	Фильтр № 1			Фильтр № 2			Фильтр № 3		
$\Delta\varphi$ в град. . .	78	53	97	97	94	94	60	32	84
$\Delta\varphi'$ в град. . .	79	53	98	99	97	97	61	29	86
Расхождение . .	+1	0	+1	+2	+3	+3	+1	-3	+2

Необходимо отметить, что при первых экспериментах показания фазометра № 1 на 10° отличались от значений, определенных по фазовой характеристике фильтра. При дополнительной проверке оказалось, что полосы пропускания усилительных каналов этого фазометра были недостаточно точно согласованы. После соответствующей тщательной подстройки усилительных каналов этого фазометра результаты контрольных замеров дали вполне удовлетворительное совпадение с значениями разностей фаз, определенных по фазовым характеристикам фильтров.

Из таблицы видно, что максимальное расхождение измеренных и определенных по фазовым характеристикам значений разностей фаз не превышает $\pm 3^\circ$, что лежит в пределах погрешностей, определяемых точностью измерительных приборов, которые были использованы для снятия амплитудных и фазовых характеристик применяемых фильтров. Полученные результаты позволяют сделать заключение о том, что существенные (до 50%) изменения амплитудного спектра сигнала, появляющиеся в полосе пропускания усилителей фазометров, практически не искажают их показаний.

ЛИТЕРАТУРА

1. Иньков Б. К. О возможности определения местоположения далеких грозных очагов из одного пункта. Метеорология и гидрология, № 4, 1967.

О ПРИМЕНЕНИИ ЛИНЕЙНОЙ РАЗВЕРТКИ ПРИ ИССЛЕДОВАНИИ АЗИМУТАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ АТМОСФЕРИКОВ

Как узкосекторные, так и катодные пеленгаторы [1] весьма трудно использовать для получения данных об азимутальном и амплитудном распределении атмосфериков на различных частотах, так как эти приборы работают на фиксированной частоте и не допускают быстрой перестройки приемников в достаточно широком диапазоне. При обычных способах регистрации азимутов ввод данных об амплитудах атмосфериков на частоте, отличной от рабочей частоты, практически исключен.

Недавно был предложен новый способ индикации азимутов с применением линейной шкалы, при котором вертикальные пластины электроно-лучевой трубки остаются свободными и могут быть использованы для указания амплитуд атмосфериков, принимаемых отдельным каналом, настроенным на любую частоту [2, 3]. С целью проверки на практике удобства применения схем, работающих по новому методу, и их работоспособности был изготовлен и проверен описываемый ниже макет аппаратуры, принцип действия которой основан на сравнении фаз сигналов. Если сложить со сдвигом фаз в 90° напряжения, поступающие с двух неподвижных взаимно перпендикулярных рамочных антенн, установленных соответственно в направлениях север — юг и восток — запад, то фаза полученного сигнала будет отличаться от фазы напряжения, наводимого в ненаправленной антенне тем же источником сигнала, на угол, соответствующий азимуту этого источника. Действительно, обозначим сигналы, наведенные в ненаправленной антенне и в рамочных антеннах, соответственно как

$$e_a = E_m \sin \varphi, \quad (1)$$

$$e_{\text{СЮ}} = E_m \cos \theta \sin \varphi, \quad (2)$$

$$e_{\text{ВЗ}} = E_m \sin \theta \sin \varphi, \quad (3)$$

где θ — азимут прихода атмосферика.

Изменив фазу напряжения, наводимого в рамке восток — запад, на 90° , получим

$$e'_{\text{ВЗ}} = E_m \sin \theta \cos \varphi \quad (4)$$

Сложим полученное напряжение с напряжением, наведенным в рамке север — юг,

$$e_2 = e_{\text{СЮ}} + e'_{\text{ВЗ}} = E_m \sin(\varphi + \theta). \quad (5)$$

Таким образом, получим, что фаза суммарного напряжения e_2 отличается от фазы напряжения, наведенного в ненаправленной антенне, на

угол Θ , характеризующий азимут прихода атмосферика. Один из вариантов технического осуществления этой возможности состоит в следующем (рис. 1).

Ждущая развертка «X» осциллографа запускается сигналом, полученным от ненаправленной антенны, которая при помощи катодного повторителя КП согласуется с усилителями U_3 и U_4 . Для большей точности запуска этот сигнал преобразуется в серию прямоугольных импульсов, передние фронты которых фиксируют моменты времени, соответствующие началу положительных полупериодов выходного напряжения усилителя U_4 .

Преобразование производится в блоке А. Длительность развертки выбирается равной периоду рабочей частоты антенных усилителей. Сигналы, получаемые с рамочных антенн север—юг и восток—запад после усиления в каналах U_1 и U_2 , сдвигаются по фазе друг относительно друга на 90° и складываются. Суммарный квазисинусоидальный сигнал преобразуется блоком S в серию коротких импульсов длительностью 3—4 м·сек. Затем эти импульсы используются для подсветки луча осциллографа, запускаемого сигналом от ненаправленной антенны. Таким образом, расстояние от начала координат (от начала развертки) до подсвеченной на экране трубки точки будет служить мерой сдвига фаз между сигналом, полученным от ненаправленной антенны, и суммарным сигналом, полученным от рамочных антенн, и, следовательно, будет однозначно определять азимуты принимаемых атмосфериков.

В качестве антенных усилителей U_1 , U_2 и U_4 могут быть использованы усилители типового пеленгатора атмосфериков, настроенные на одну частоту (например, 7 кгц). В качестве рамочных антенн также могут быть применены комплектные рамочные антенны пеленгаторов атмосфериков. Один из возможных вариантов схемы формирования из выходного напряжения усилителя U_4 пусковых импульсов для горизонтальной развертки «X» осциллографа представлен на рис. 2. В этой схеме полупроводниковые триоды T_1 и T_2 образуют мультивибратор с двумя устойчивыми состояниями [4], который запускается предварительно выпрямленным и продифференцированным выходным напряжением усилителя U_4 . Неоновая лампа L_1 предохраняет вход от возможной перегрузки сигналами большой амплитуды. Источником возвращающих импульсов для мультивибратора служит релаксационный генератор, собранный на неоновой лампе L_2 . Частота возвращающего генератора выбирается небольшой (1—2 гц). Это позволяет получить достаточно четкие интервалы между запусками развертки осциллографа, а следовательно, почти исключить возможные наложения, происходящие при срабатывании горизонтальной развертки от каждого принимаемого атмосферика.

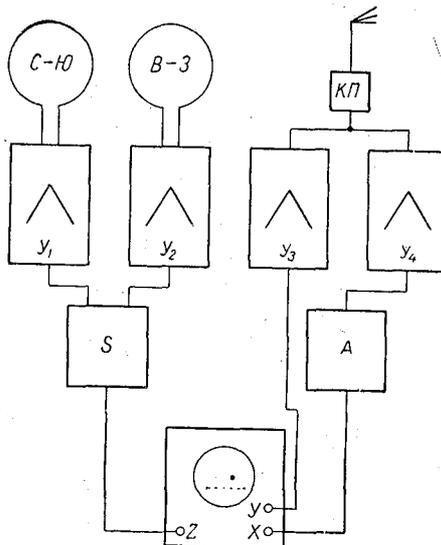


Рис. 1. Блок-схема линейного индикатора азимутов.

Передний фронт положительного перепада напряжения, получающегося при срабатывании первого мультивибратора на коллекторе триода T_2 , используется для запуска ждущего мультивибратора с одним устойчивым состоянием, собранном на триодах T_3 и T_4 . Пусковой импульс для этого мультивибратора формируется цепью $C_8D_9R_{15}$. Отрицательный импульс длительностью около 20 мксек, и амплитудой около 10 в, сформированный этим мультивибратором, используется для запуска ждущей развертки «X» осциллографа (см. рис. 1).

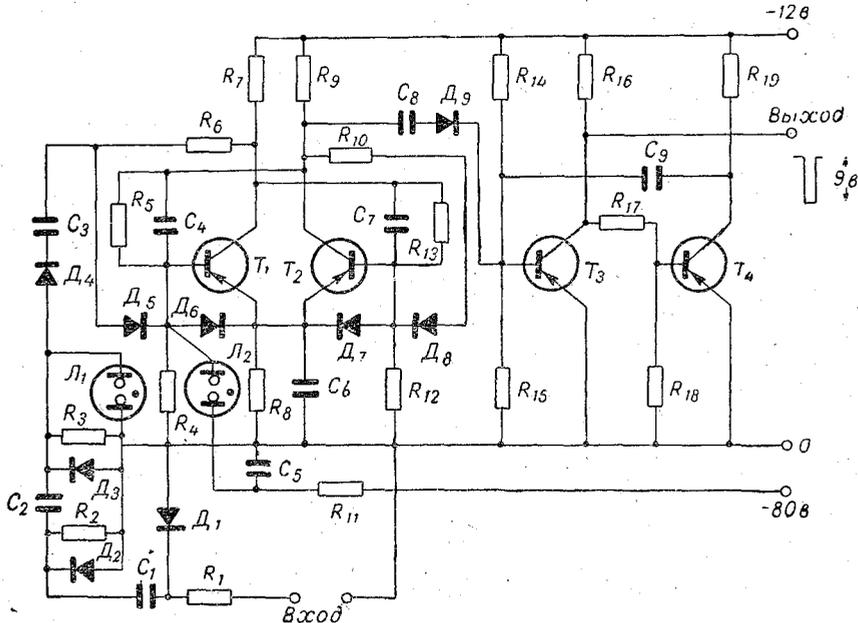


Рис. 2. Схема формирования пусковых импульсов для линейного индикатора азимутов.

Лампы МН-3: L_1, L_2 , транзисторы П-16: T_1, T_2, T_3, T_4 , диоды Д-7-Ж: D_1, D_2, D_3, D_4 , диоды Д-2-Ж: D_5, D_6, D_7, D_8, D_9 , конденсаторы: C_1 — 150 пф, C_2 — 150 пф, C_3 — 4700 пф, C_4 — 100 пф, C_5 — 0,05 мкф, C_6 — 1500 пф, C_7 — 100 пф, C_8 — 300 пф, C_9 — 750 пф, сопротивления: R_1 — 20 ком, R_2 — 20 ком, R_3 — 20 ком, R_4 — 8,2 ком, R_5 — 10 ком, R_6 — 10 ком, R_7 — 2 ком, R_8 — 1 ком, R_9 — 2 ком, R_{10} — 10 ком, R_{11} — 15,0 Мом, R_{12} — 8,2 ком, R_{13} — 10 ком, R_{14} — 62 ком, R_{15} — 20 ком, R_{16} — 6,2 ком, R_{17} — 62 ком, R_{18} — 50 ком, R_{19} — 6,2 ком.

Сигналы подсветки этого осциллографа формируются из выходных сигналов пеленгационных приемников при помощи схемы, представленной на рис. 3. Выходное напряжение приемника $У_1$, связанное с рамочной антенной север—юг, сдвинутое по фазе на 90° при помощи цепочки $C_1R_1C_2R_2$, подается на левую сетку лампы L_1 , а выходное напряжение приемника, связанного с рамочной антенной восток—запад, через делитель R_4R_6 без сдвига фазы на правую сетку этой лампы. Суммарное квазисинусоидальное напряжение снимается с общей анодной нагрузки R_5 лампы L_1 и используется для запуска триггера, собранного на полупроводниковых триодах T_1 и T_2 (рис. 3).

Перепады напряжения, получающиеся при срабатывании триггера на коллекторной нагрузке R_{12} триода T_2 после дифференцирования цепью C_7R_{13} , превращаются в короткие импульсы, которые после дополнительного формирования в усилителе, собранном на лампе L_2 , используются для подсветки Z осциллографа. Таким образом, на экране осциллографа каждому принятому атмосферному будет соответствовать точка, определяющая азимут его прихода.

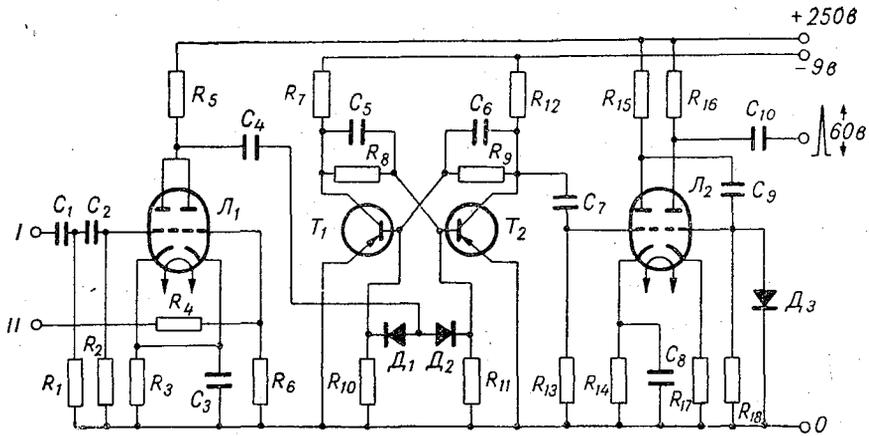


Рис. 3. Схема формирования сигналов подсветки для линейного индикатора азимутов.

Лампы 6Н8С: Л₁, Л₂, транзисторы П-16: Т₁, Т₂, диоды Д-2-Ж: Д₁, Д₂, диод Д-7-Ж: Д₃, конденсаторы: С₁ — 300 пф, С₂ — 300 пф, С₃ — 1,0 мкф, С₄ — 0,1 мкф, С₅ — 750 пф, С₆ — 750 пф, С₇ — 1800 пф, С₈ — 0,02 мкф, С₉ — 5100 пф, С₁₀ — 0,043 мкф, сопротивления: R₁ — 7,5 ком, R₂ — 75 ком, R₃ — 750 ком, R₄ — 300 ком, R₅ — 12 ком, R₆ — 75 ком, R₇ — 3,3 ком, R₈ — 27 ком, R₉ — 27 ком, R₁₀ — 27 ком, R₁₁ — 27 ком, R₁₂ — 3,3 ком, R₁₃ — 150 ом, R₁₄ — 510 ом, R₁₅ — 20 ком, R₁₆ — 20 ком, R₁₇ — 300 ом, R₁₈ — 22 ком.

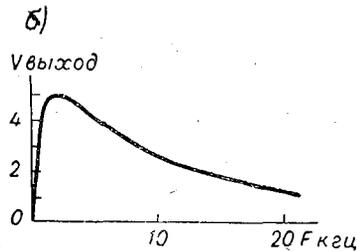
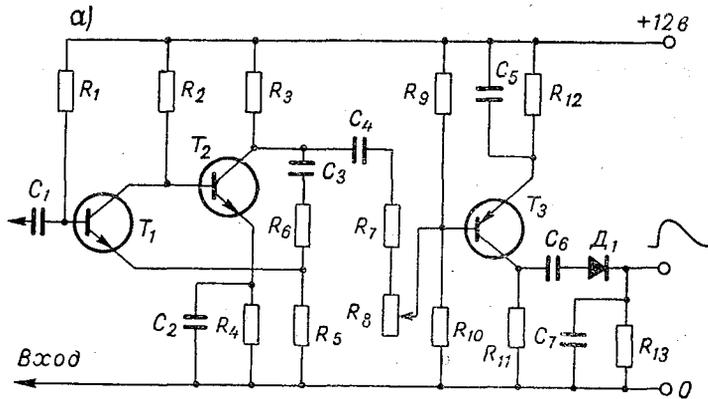


Рис. 4. Схема датчика амплитуды для линейного индикатора азимутов (а) и частотная характеристика датчика амплитуды (б).

Транзисторы П-102; Т₁, Т₂, транзистор П-13: Т₃, диоды Д-7-Ж: Д₁, конденсаторы: С₁ — 0,1 мкф, С₂ — 1,0 мкф, С₃ — 1,0 мкф, С₄ — 1,0 мкф, С₅ — 1,0 мкф, С₆ — 1,0 мкф, С₇ — 0,02 мкф, сопротивления: R₁ — 1,0 мом, R₂ — 22 мом, R₃ — 2 ком, R₄ — 10 ком, R₅ — 1,5 ком, R₆ — 20 ком, R₇ — 8,2 ком, R₈ — 51 ком, R₉ — 47 ком, R₁₀ — 47 ком, R₁₁ — ком, R₁₂ — 10 ком, R₁₃ — 10 ком.

Используя для вертикального отклонения осциллографа достаточно широкополосный датчик амплитуды U_3 (одним из возможных вариантов которого может быть схема, представленная на рис. 4, можно получить амплитудно-азимутальное распределение принимаемых атмосфериков (рис. 5).

При наблюдениях за близкими грозами (в радиусе 200—300 км) на вертикальные пластины осциллографа могут быть поданы отклоняющие напряжения с амплитудных анализаторов блока дальности, описанного

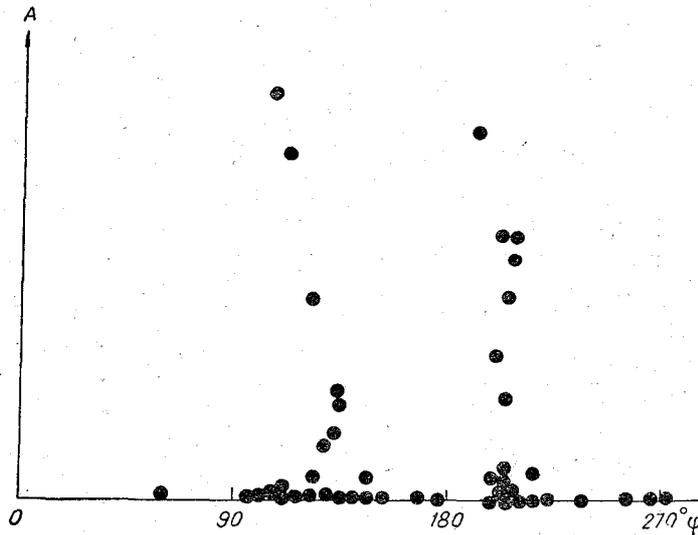


Рис. 5. Пример регистрации амплитудно-азимутального распределения атмосфериков.

в работе [5]. Подобная установка, вследствие удобства индикации, может представить известный интерес, как прибор, позволяющий судить не только об азимутальном распределении, но и об удаленности ближайших к месту наблюдения грозных очагов.

Вследствие того что принимаемые атмосферика значительно отличаются по своим амплитудам, может возникнуть некоторая неопределенность при фиксации нулевых переходов, однако соответствующие погрешности имеют примерно одинаковую величину для каждого из каналов и поэтому сравнительно мало влияют на окончательный результат. Как показал опыт, ошибки в определении азимута не превышают 10—15°, что можно считать допустимым при исследовании азимутального распределения атмосфериков и при пеленгации ближних грозных очагов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кашпровский В. Е. Определение местоположения гроз радиотехническими методами. Изд. «Наука», М., 1966.
2. He y d t G. V o l l a n d H. A new method for locating thunderstorms and counting their lightning discharges from a single observing station. J. Atm. und Terr. Phys. 26, No. 7, July 1964.
3. He y d t G. Messung der Verteilung der spektralen Amplituden von Atmosphericis unter Berücksichtigung des Einfallswinkels, Int. Elektron. Rundschau, 1964, 18, No. 12.
4. М а р т ы н о в Е. М. Бесконтактные переключающиеся устройства. Госэнергоиздат, М.-Л., 1961.
5. Л ы д з а р П. С. Установка для определения местонахождения близких грозных очагов с одного пункта. Труды ГГО, вып. 188, 1966.

**ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СПЕКТРА
БЛИЗКИХ АТМОСФЕРИКОВ, ОСНОВАННАЯ НА АНАЛИЗЕ
ДАННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ В ДИАПАЗОНЕ 2—30 КГЦ**

На расстояниях до 100—200 км от источника атмосферика селективные свойства граничных поверхностей (ионосферы и Земли) мало влияют на форму атмосфериков. Атмосферики, принятые на этих расстояниях, следует считать близкими, так как они могут быть непосредственно использованы для характеристики излучения источника. Обычно это делается путем гармонического анализа форм зарегистрированных сигналов, в результате которого получается совокупность амплитуд $E(f, r)$ и фаз $\varphi(f, r)$ для ряда отдельных гармоник, где f — частота, r — расстояние до источника. Иногда частотный спектр $S(f, r)$ вычисляется с помощью интеграла Фурье. Практически часто можно ограничиться относительным спектром, нормируя значения $E(f, r)$ по максимальной величине $E_m(f, r)$ для данного атмосферика. При этом, если брать только близкие атмосферики, зависимость от r исключается, и вместо $S(f, r)$ можно написать $S(f)$.

До последнего времени в литературе имелось сравнительно мало работ, в которых приводились спектральные кривые $S(f)$, полученные по экспериментальным данным, что связано в значительной мере с трудоемкостью обработки результатов наблюдений даже при использовании электронно-счетных машин. Рассматривая полученные кривые, обычно ограничиваются самыми общими замечаниями о том, что спектр имеет почти треугольную форму (в логарифмических координатах) и что значения $S(f)$ убывают после максимума примерно по степенному закону, $S(f) \sim f^{-2}$, или с учетом предразрядного излучения, $S(f) \sim f^{-1}$ [1]. Более детальная оценка порядка убывания $S(f)$ на отдельных участках кривой позволяет уточнить частные особенности хода $S(f)$, но не дает указаний относительно связи их между собой и с какой-нибудь общей характеристикой спектра.

Чтобы выяснить, о чем фактически говорят рассматриваемые данные, целесообразно перейти от изолированного рассмотрения отдельных частей спектра к подбору элементарного аналога для всей кривой в целом. Как известно, спектр сигнала, имеющего при $t \geq 0$ форму затухающей синусоиды и равного нулю при отрицательных значениях времени t

$$E(t) = \sin(2\pi f_1 t) \exp(-at), \quad (1)$$

дается формулой

$$S(f) = C(f^4 - 2F^2f^2 + a^4)^{-\frac{1}{2}}, \quad (2)$$

где C — нормирующий множитель, F — частота, при которой $S(f)$ имеет максимальное значение [$F^2 = (f_1)^2 - (a_1)^2$], a — коэффициент, определяемый соотношением $a^2 = (f_1)^2 + (a_1)^2$ при $a = 2\pi a_1$.

Рассматривая величины F и a в качестве параметров, можно попытаться использовать формулу (2) для аппроксимации кривой $S(f)$, полученной по экспериментальным данным. Нормирующий множитель удобно выбирать так, чтобы $S(F) = 1$.

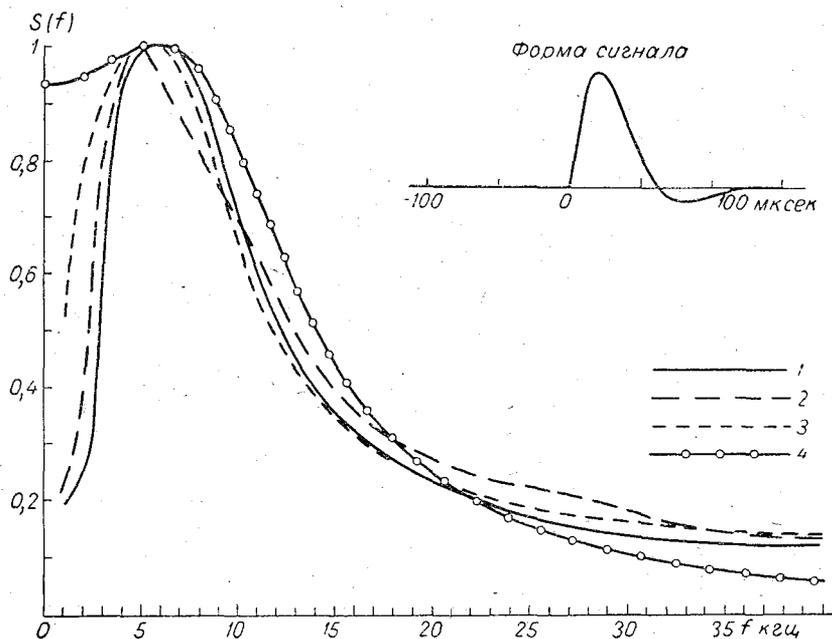


Рис. 1. Сопоставление экспериментальных данных (1, 2, 3) со спектром сигнала, вычисленным по формуле (2) (4).

Примерные значения параметров формулы (2) были подобраны на основании данных, полученных Г. А. Михайловой при обработке наблюдений, проводившихся в пос. Воейково [2]. На рис. 1, кроме исходных данных (кривая 1) и результатов расчета по формуле (2) при значениях коэффициентов $F=6000$ гц, $a=10^4$, $C=0,93 \cdot 10^8$ (кривая 4), представлены также спектры, взятые Михайловой [2] из ранее опубликованных работ (кривые 2 и 3). Кривая 2 воспроизводит приведенный в статье [2] результирующий спектр (с учетом предразрядного периода), кривая 3 была получена Тейлором [3] на основании наблюдений, сделанных весной и летом 1959 г. на юге США. Характерно, что вследствие трудоемкости обработки, сводившейся к вычислению интеграла Фурье на электронно-счетной машине, Тейлор использовал для детального анализа менее 10% общего числа зарегистрированных им атмосферфериков [3].

Основные особенности спектра ближних атмосферфериков легко обнаруживаются в результате сопоставления кривых, приведенных на рис. 1.

Значительные расхождения между расчетными и экспериментальными данными появляются только на краях рассматриваемого диапазона частот и становятся особенно заметными при малых f , когда с помощью формулы (2) не удастся даже качественно передать наблюдаемый ход $S(f)$. При больших f расхождения имеют количественный характер и сводятся к различной оценке порядка убывания $S(f)$. Хотя по некоторым экспериментальным данным сглаженные значения $S(f)$ (без учета предразрядных колебаний) [1] убывают в соответствии с формулой (2), отмеченная здесь особенность является достаточно характерной и находит естественное объяснение. Из опыта хорошо известно, что кривая колебания близких атмосфериков никогда не совпадают по форме с кривой идеально гладкого колебания, изображенного на рис. 1 (спектральной характеристикой которого является кривая 4). Конкретные параметры этого колебания, описываемого формулой (1) при $f_1 = 8250$ гц, $\alpha = 3,55 \cdot 10^4$ сек.⁻¹, были найдены в результате аппроксимации исходного спектра $S(f)$ с помощью формулы (2). В реальных условиях на основное колебание накладываются более или менее заметные скачки, «рябь» и т. д. Подобные мелкомасштабные нарушения, отображаемые высшими гармониками, должны замедлять спад значений $S(f)$ при достаточно больших f , что и наблюдается в действительности. Если отвлечься от этих деталей, то окажется, что кривая колебаний в сглаженном виде подавляющего большинства атмосфериков очень напоминает по форме сигнал, который можно рассматривать как идеализированный пример типа 1+. Атмосферики других типов встречаются значительно реже, составляя в сумме около 20% общего числа [3].

Причина расхождения спектральных кривых $S(f)$ в области самых низких частот менее ясна. С одной стороны, вследствие специфического положения этого небольшого участка спектра значительно сложнее оценить надежность отдельных результатов и даже сглаженных средних значений. С другой стороны, трудно указать какие-нибудь хорошо заметные особенности формы атмосфериков, наглядно подтверждающие характер изменения $S(f)$ в этой части диапазона. Можно предположить, что спектральная кривая будет более круто падать в области малых значений f при растягивании сигнала вдоль всей оси t (от $-\infty$ до $+\infty$). Рассмотрим, например, двухстороннюю затухающую синусоиду

$$E(t) = \sin(2\pi f_1 t) \exp(-\alpha |t|), \quad (3)$$

спектр которой дается формулой

$$S(f) = C [(\alpha_1^2 + (f_1 - f)^2)^{-1} - C [(\alpha_1)^2 + (f_1 + f)^2]^{-1}], \quad (4)$$

где в соответствии с принятыми обозначениями C — нормирующий множитель f_1 и $\alpha_1 = \alpha/2\pi$ — некоторые параметры, подбираемые при аппроксимации исходной кривой $S(f)$.

Когда получаются подходящие величины $S(f)$, экспоненциальный множитель убывает так быстро, что достаточно ограничиться сравнительно малыми значениями аргумента, для которых $\sin x \sim x$. Поэтому в данном случае можно заменить формулы (3) и (4) еще более простыми, но практически эквивалентными выражениями:

$$E(t) = t \exp(-\alpha |t|), \quad (5)$$

$$S(f) = Cf [(\alpha_1)^2 + f^2]^{-1}. \quad (6)$$

Результаты соответствующих расчетов представлены графически на рис. 2, построенном аналогично рис. 1, с использованием тех же экспериментальных кривых (1, 2, 3). В формуле (4) были выбраны значения $f_1 = 2 \cdot 10^8$ гц, $\alpha_1 = 10^4$ сек.⁻¹, тогда $C \approx 4 \cdot 10^8$; в формуле (6) можно положить $\alpha_1 = 1,04 \cdot 10^4$ сек.⁻¹ при $C = 3,45 \cdot 10^{12}$. В отличие от первого варианта, данные вычисленного спектра (кривая 4) согласуются с экспериментальными данными и в области низких частот. Сигнал $E(t)$, вычисленный по формуле (3) или соответственно (5), изображается знакомой кривой (рис. 2); такой вид имеют атмосферерики типа 5— [2]. Однако

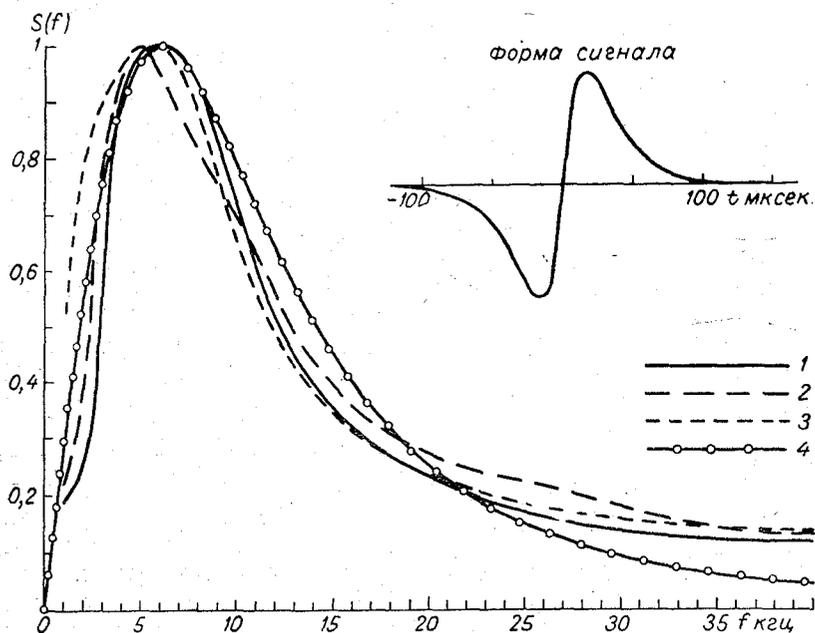


Рис. 2. Сопоставление экспериментальных данных (1, 2, 3) со спектром сигнала, вычисленным по формуле (4) (4).

повторяемость атмосфериков этого типа весьма мала (порядка нескольких процентов от общего числа), так что при согласованном ходе спектральных кривых приходится допускать определенные расхождения между ожидаемой из расчета и визуальными оценками повторяемости различных форм атмосфериков. Необходимо отметить, что при выводе осредненных спектральных кривых комбинируются данные, относящиеся к атмосферикам различных типов или разновидностей, в результате чего результирующий спектр может иметь некоторую промежуточную форму.

Независимо от направления, в котором будут уточнены данные для частот ниже 3—4 кгц при дальнейшем усовершенствовании методики измерений, второй вариант сохранит свое значение по крайней мере в качестве примера неожиданной связи результата расчета с определенными статистическими закономерностями. Обычно обращение к статистическим закономерностям обусловлено самой природой атмосфериков, но в данном случае процесс представлялся элементарным, поэтому расчеты производились для вполне определенных сигналов.

Вычислим интегральную характеристику спектра $S(>f)$ для случая, когда функция $S(f)$ определяется формулой (6):

$$S(>f) = \int_f^{\infty} S(f) df = b(1 + cf^2)^{-1}, \quad (7)$$

где b и C — некоторые коэффициенты.

Легко проверить, что полученное выражение с точки зрения практики (когда требуются сравнительно грубые оценки) соответствует логарифмически нормальному закону со стандартным отклонением $\sigma \sim 7$ дБ. Конечно, при этом не учитываются удаленные части крыльев распределения; вопрос о ходе $S(f)$ при больших f (формально при $f \rightarrow \infty$) должен быть рассмотрен отдельно. Статистические свойства спектра имеют весьма общий характер; подобные распределения встречаются в самых различных областях. В частности, логарифмически нормальный закон используется уже давно для описания амплитудного распределения атмосфериков около источника, причем наиболее типичными оказываются значения $\sigma \sim 7-8$ дБ [4].

В рамках традиционного описания спектра атмосфериков не имеет смысла ставить вопрос об оценке величины $S(f)$ при больших f по данным о ходе $S(f)$ в области максимума. Поэтому Деннц и Пирс, давая в недавно опубликованной работе [5] эмпирическую формулу, описывающую ход $S(f)$ в диапазоне 2—20 кгц при $F=5$ кгц

$$\ln [S(f)/S(F)] = -0,8 \ln (f/F), \quad (8)$$

предостерегают от экстраполяции данных с помощью зависимости типа $S(f) \sim f^{-n}$.

Действительно, формула (8) только конкретизирует коэффициенты упомянутого выше «треугольного» спектра [1] и не дает никаких указаний относительно дальнейшего хода $S(f)$.

В тех случаях, когда нельзя вычислить искомые величины, бывает полезной оценка рассматриваемой функции сверху или снизу. С помощью формул (2), (4), (6) можно оценить функцию $S(f)$ снизу. При $f \rightarrow \infty$ эти формулы дают $S(f) \sim f^{-n}$, где $n=3$ по формулам (4) и (6) и $n=2$ по формуле (2). Полученные значения n относятся к идеализированным гладким сигналам; очевидно, для реальных атмосфериков $n^* < n$. Так как при больших f индивидуальные свойства атмосфериков сказываются особенно сильно и даже данные отдельных групп измерений дают заметно отличающиеся друг от друга средние величины, практически значимая оценка сглаженного макромасштабного хода $S(f)$ не выходит за пределы указания целого порядка. Рассматривая ближайшие целые числа, можно сделать вывод, что n^* не должно быть больше двух и, вероятно, равно единице. Добавим, что неравенство $n^* < 1$ подтверждает следующий пример. Спектральные функции гладких кривых

$$E(t) = \exp(-at) \text{ при } t \geq 0, \quad E(t) = \exp(-\alpha|t|),$$

для которых $n=1$, плохо согласуются с экспериментальными данными о спектре атмосфериков (в области максимума), не говоря уже о различиях в форме сигналов.

Около 30 лет назад австралийскими исследователями в качестве эмпирического факта было найдено соотношение $S(f) \sim f^{-1}$, но оно ограничивалось в тот период диапазоном от 10 кгц до 1 мгц [6]. Измерения, проведенные в последующие годы, привели к постепенному повышению верхней границы диапазона, внутри которого продолжает оставаться справедливой указанная оценка сглаженных значений $S(f)$.

В настоящее время, согласно обзорной статье А. Кимпара [7], верхняя граница доведена до частот порядка 1000 мгц. В статье В. Фишера [8] рассматривается еще более широкая область частот (до 1 000 000 мгц при нижней частоте 5 гц).

Однако даже в последних статьях, посвященных детальному анализу полученных экспериментальных данных [9, 10, 11], не были четко сформулированы очевидные физические предпосылки, вызывающие появление наблюдаемой закономерности. В действительности можно было заранее предсказать, что вероятность случайного генерирования импульсных сигналов очень сложной формы, обладающих сравнительно резко ограниченным спектром, весьма мала. Простые же сигналы, подобные по форме сглаженным атмосферикам, обладают достаточно широким спектром с относительно пологим «хвостом» гиперболического типа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Уотт А., Максвелл Е. Характеристики атмосферных помех в диапазоне частот от 1 до 1000 кпц. Сб. «Распространение длинных и сверхдлинных радиоволн». ИИЛ, М., 1960, 209.
2. Михайлова Г. А. Амплитудные и фазовые спектры близких атмосфериков в диапазоне 2—30 кгц. Геоматнетизм и аэрномия, т. 5, № 1, 1965, 179—183.
3. Taylor W. L. Radiation field characteristics of lightning discharges in the band 1 kc/s to 100 kc/s. Journ. Research NBS, Radio Propagation, 67 D, N 5, 539, 1963.
4. Махоткин Л. Г. Оценка параметров амплитудного распределения атмосфериков, генерируемых изолированным источником. Геоматнетизм и аэрномия, т. 4, № 1, 1964, 200.
5. Dennis A. S., Pierce E. T. The return stroke of lightning flash to earth as source of Vlf atmospherics. Journ. Research NBS, Radio Science, 67 D, N 7, 777, 1964.
6. Леушин Н. И. К вопросу о важности исследования атмосфериков и наблюдений над ними для службы погоды. Гидрометеоздат, Л.-М., 1938.
7. А. Кимпара. Electromagnetic energy radiated from lightning. Proc. Research. Inst. Atmospher. Nagoya Univ., 11, 1, 1964.
8. Fisher W. H. The radio noise spectrum from ELF to EHF. J. Atm. Terr., Physics, 27, No. 4, 1965, 475—480.
9. Croom D. L. The frequency spectra and attenuation of atmospherics in the range 1—15 kc/s. Journ. Atm. and Terr. Physics, 26, N 11, 1015—1046, 1964.
10. Bradley P. A., Horner F. The spectra of lightning discharges at very low frequencies. Journ. Atm. and Terr., Physics, 26, N 11, 1069—1073, 1964.
11. Horner F., Bradley P. A. The spectra of atmospherics from near lightning discharges. Journ. Atm. and Terr. Physics, 26, N 12, 1155—1166, 1964.

И. И. КАМАЛДИНА

ОБ ИЗМЕНЕНИИ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ КУЧЕВО-ДОЖДЕВЫХ ОБЛАКОВ В ПРОЦЕССЕ ИХ РАЗВИТИЯ

Вопросы электризации кучево-дождевых облаков представляют большой познавательный интерес, являясь частью более общей и до сих пор нерешенной проблемы статической электризации. Изучение электризации существенно и для метеорологии, поскольку остается пока что неясной взаимная связь и обусловленность электрических и не электрических процессов в кучево-дождевом облаке. Причем, если электрические силы и оказывают влияние на другие события, например на выпадение осадков, то наиболее ярко воздействие этих сил должно проявляться в грозовых облаках в силу большой интенсивности процессов электризации, происходящих в них.

Экспериментальное исследование облачного и грозового электричества осуществлялось путем лабораторных исследований отдельных процессов электризации, которые могут происходить в облаках, с последующим пересчетом на природные условия и путем измерений электрических и метеорологических параметров в естественных условиях на разных стадиях развития облаков. Результаты последних измерений, отражая в определенной степени картину развития облаков, с одной стороны, являются критерием правильности тех или иных основанных на лабораторных измерениях или теоретических представлениях гипотез о механизмах электризации, с другой стороны, указывают путь поиска, путь лабораторных и теоретических исследований. О необходимости развития второго пути исследований свидетельствует дискуссия о процессах грозовой электризации, развернувшаяся на конференции по атмосферному электричеству в Монре [1], так как именно здесь остро выявилось отсутствие достаточного количества экспериментальных данных об электрических характеристиках грозовых облаков в процессе их развития, особенно совместно с метеорологическими характеристиками. На тенденцию упрощенного представления процессов, происходящих в грозовом облаке (в частности, недоучета роли нисходящих потоков), в различных теориях электризации обратил внимание такой крупный исследователь физики облаков, как Байэрс [1]. О нехватке результатов измерений говорили Ганн, Нориндер и многие другие.

Чисто технические трудности исследования, известные каждому исследователю физики облаков, могут объяснить то обстоятельство, что подавляющее большинство накопленных данных о строении грозовых облаков характеризует их состояние в определенный момент времени;

изменение же характеристик этих облаков в процессе их развития изучено недостаточно.

В целях расширения объема сведений о структуре облаков Сб и об ее изменениях во времени, об условиях развития и распада облаков Главной геофизической обсерваторией им. А. И. Воейкова совместно с ЦАО и ГосНИИГА под руководством И. М. Имянитова, С. М. Шметера, В. С. Александрова на самолете-лаборатории ТУ-104Б проводились в течение ряда лет измерения аэрологических и электрических характеристик атмосферы вблизи вершин Сб. С помощью четырех датчиков электростатических флюксометров, установленных на самолете, производилось непрерывное измерение трех составляющих градиента потенциала электрического поля атмосферы и определение собственного электрического заряда самолета.

Основные измерения проводились на участках полета, на которых поддерживались постоянными курс, скорость и высота полета самолета.

Предварительные результаты этих исследований изложены в работах [2, 3]. Было установлено, в частности, существование наряду с положительно поляризованными облаками отрицательно поляризованных облаков. В работе [3] впервые было отмечено, что иногда направление градиента потенциала над облаком в процессе его развития изменяется. Интересно выяснить, насколько часто наблюдаются такие изменения, на какой стадии развития облака они преимущественно происходят и с чем они связаны.

Мы располагали материалами исследований за шесть лет (с 1960 по 1965 гг.). Полеты проводились в основном над центральной и южной частью ЕТС летом и осенью. Всего за время полетов было исследовано около 300 облаков, причем по возможности практиковались повторные проходы около вершины одного и того же облака с целью выяснения характера изменения аэрологических и электрических параметров на разных стадиях развития облака. Однако не все материалы удалось использовать. Были исключены из рассмотрения все результаты измерений, относящиеся к облакам, над которыми был сделан только один проход, поскольку в этих случаях легко ошибиться в определении тенденции развития облака. Для обеспечения сравнимости рассматриваемого материала исключались также данные, полученные в полетах значительно ниже вершин. В нашем распоряжении остались материалы полетов выше вершин, на уровне вершин и полетов с заходом в верхнюю кромку облаков. Как показали исследования, включение в рассмотрение материалов полетов с заходом в верхнюю кромку облаков не повлияло на выводы.

По указанным критериям были выбраны данные о 58 облаках, над которыми было сделано 158 проходов. При этом в 101 случае (64%) вертикальная составляющая градиента потенциала E_z над вершиной облака была отрицательной, в 57 случаях (36%) — положительной. Эти результаты в основном совпадают с приведенными в работе [2]. Однако для облаков, в которых наблюдаются грозовые явления, число случаев с отрицательными значениями E_z над вершиной увеличивается, а для ливневых облаков — уменьшается. Существенно отметить, что американские исследователи, измерявшие градиент потенциала над грозовыми облаками [4, 5, 6], не сообщали о наблюдениях положительных градиентов потенциала над грозовыми облаками. Обусловлено ли это методикой их измерений или какими-либо другими причинами, пока что остается неясным. Во всяком случае вопрос о полярности облаков, о соотношении значений и времен существования положительных и отри-

пательных градиентов весьма существен для оценки вклада гроз в установление электрического поля хорошей погоды.

В соответствии с поставленной задачей мы рассмотрели, как меняется соотношение числа случаев с отрицательными значениями E_z и числа случаев с положительными значениями E_z над вершиной облака в зависимости от стадии его развития. В определении стадий развития облака мы придерживались динамической классификации, разбивая весь жизненный цикл облаков на три стадии: рост, зрелое состояние и диссипация. В стадии роста, как указывает С. М. Шметер [7], кучево-дождевые облака имеют форму *Cb calv.* и обычно наблюдается быстрое повышение уровня их верхней границы. После начала выпадения осадков из *Cb* резко замедляется рост облаков вверх и начинает образовываться наковальня. Над наковальней некоторое время сохраняются куполообразные возвышения, уровень верхней границы этих куполов еще может расти, но скорость его роста в 3—5 раз меньше скорости роста высоты верхней границы *Cb calv.* Это соответствует стадии зрелости *Cb calv.*—*Cb inc.* Характерным для нее является незначительное изменение размеров облака по вертикали.

В стадии диссипации купола над наковальней оседают, понижается верхняя граница наковальни.

Исходя из вышеизложенного, мы считали, что облака, для которых наблюдался заметный рост вершины, находились в стадии роста. Облака, высота верхней границы которых в течение некоторого времени практически оставалась неизменной, находились в стадии зрелости, облака, верхняя граница которых опускалась,— в стадии распада.

Анализ материалов показал, что из 101 случая, когда направление E_z над облаком было отрицательным, в 56 случаях облака находились в стадии диссипации, в 36 случаях — в стадии зрелости, в 9 случаях — в стадии роста. Из 57 случаев, когда направление E_z над вершиной было положительным, в 47 случаях облака находились в стадии роста, в 8 случаях — в стадии зрелости, в 2 случаях — в стадии распада. Поскольку для большинства растущих облаков наблюдаются положительные значения E_z над вершиной, а для большинства распадающихся — отрицательные значения E_z , естественно было сделать вывод, что наблюдаемые изменения градиента потенциала над облаком происходят на переходной стадии — стадии зрелости.

Из 58 облаков, исследованных нами, 19 облаков удалось проследить от стадии роста до стадии диссипации или наблюдать облако в переходный период от первой стадии к последней. Для 14 из этих облаков, над которыми было сделано 56 проходов, при переходе от стадии роста к стадии диссипации изменялось направление градиента потенциала.

Над облаками, находящимися в стадии роста, в начале исследования наблюдались положительные значения E_z , но когда рост вершины прекращался и облако начинало оседать, E_z над облаком меняло знак, т. е. становилось отрицательным.

На рис. 1 приведен пример изменения хода вертикальной составляющей градиента потенциала со временем над грозовым облаком, исследованным 1 IX 1964 г. в бассейне р. Дона. Первый проход над облаком самолет проделал за период 17 час. 43 мин.— 17 час. 45 мин. над центром облака курсом 80° на высоте 10 000 м. Это было растущее облако вида *Cb calv.* с верхней границей на уровне 9500 м. В облаке были отмечены грозовые разряды. Ко времени следующего прохода (17 час. 50 мин.— 17 час. 53 мин.) обратным курсом на той же высоте вершина облака достигла высоты 10 000 м. Во время этих двух проходов E_z над облаком было положительным и создавалось, по-видимому, за счет

простой дипольной структуры с верхним отрицательным зарядом. Во время третьего прохода (18 час. 01 мин.—18 час. 03 мин.) самолет прошел над облаком курсом 280° на высоте 10 000 м. Облако перестало заметно расти и перешло в стадию зрелости. В нем по-прежнему отмечались грозовые разряды. Значения E_z над облаком стали отрицательными и довольно большими по абсолютной величине.

Ко времени последнего прохода самолета над облаком (18 час. 20 мин.—18 час. 22 мин.) облако превратилось уже в *Sb inc.*, находящийся в стадии распада. Вершина его заметно опустилась. Грозовых

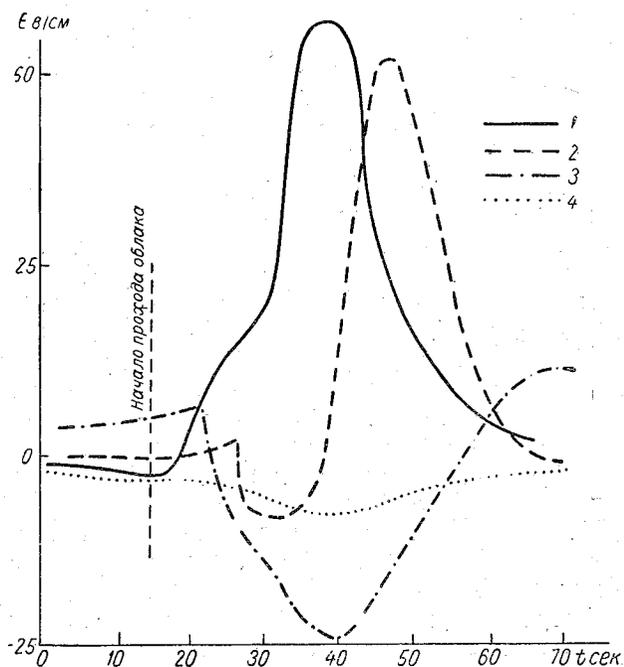


Рис. 1. Изменение хода и направления вертикальной составляющей градиента потенциала со временем над грозовым облаком, исследованном I/IX 1964 г.

1 — во время прохода над облаком в 17 час. 43 мин.—17 час. 45 мин.; 2, 3, 4 — через 7, 18 и 37 мин. после первого прохода над облаком соответственно.

разрядов не наблюдалось. Значения E_z над облаком на всем его протяжении отрицательные.

Период положительных значений E_z обычно не очень продолжителен и заканчивается при замедлении роста верхней границы облака в начале стадии зрелости. В редких случаях он охватывает всю стадию зрелости.

При появлении и росте нового купола над ранее оседавшими или находящимися в стадии зрелости облаками над вершиной, в окрестностях купола наблюдался переход E_z от отрицательного значения к положительному.

Изменение величины градиента потенциала при появлении конвективных образований над наковальной отмечается, например, и в работе [6], но знак градиента потенциала был отрицательным.

Мы рассматривали лишь основные закономерности изменения градиента потенциала над обследованными облаками, которые оставались вне поля зрения других исследователей грозового электричества. Бывают отдельные случаи и более сложного изменения E_z . Так, например, наблюдались два случая изменения E_z над растущими облаками с отрицательного значения на положительное, а затем при переходе к стадии зрелости — с положительного на отрицательное. Однако проанализировать причины таких изменений пока что невозможно.

Наряду с облаками, для которых отмечалось изменение E_z на определенной стадии их развития, существуют облака, над вершинами которых наблюдаются отрицательные значения E_z как на стадии роста, так и на стадии распада. Нами было отмечено пять таких облаков. Средняя скорость роста облаков с положительными значениями E_z над вершиной находилась в пределах от +0,8 до +2,2 м/сек., с отрицательными значениями E_z — в пределах от +0,3 до +2 м/сек.

Перемена направления E_z , вообще говоря, может быть связана либо с изменением электрической структуры самого облака, либо с появлением или исчезновением над облаком значительного объемного заряда.

Нами были подсчитаны средние из максимальных значений градиента потенциала на различных высотах над облаком. Результаты этих расчетов приводятся ниже:

Превышение самолета над облаком, м	0—100	100—300	300—500	500—1000	1000
Средние из максимальных значений градиента потенциала, в/см	133	37	34	20	25
Число случаев	34	29	40	24	13

На фоне приблизительно равных значений E_z для интервалов высот 100—300, 300—500, 500—1000, >1000 м, обращает на себя внимание очень высокое значение E_z для слоя 0—100 м, которое нельзя объяснить только приближением к центру заряда, находящегося в облаке. Такое сравнительно быстрое уменьшение градиента потенциала в слое, близлежащем к облаку, свидетельствует о присутствии объемного заряда в этом слое — явление, подобное электродному эффекту у поверхности земли. Заряд приносится токами проводимости. Он производит экранирующее действие, результатом которого является понижение величины, но не изменение знака E_z на больших высотах над облаком. Перемена направления E_z могла бы произойти, если бы источник поля E_z исчез, а экранирующий заряд продолжал существовать.

Такой эффект используется, например, в [8] для объяснения изменений градиента потенциала, происходящих в период между отдельными ударами многоразрядной молнии. Время рассеяния этого заряда примерно равно времени релаксации среды на высоте расположения заряда, т. е. оно порядка десятка секунд. Нами рассматривались процессы, происходящие за много больший интервал времени. Таким образом, существованием слоя объемного заряда на границе облака нельзя объяснить перемену направления E_z над облаком. Однако значение приводимых данных средних максимальных E_z над облаком заключается в том, что благодаря им экспериментально доказано существование слоя экранирующего объемного заряда и ориентировочно определены границы его протяженности.

Таким образом, изменения направления E_z над облаком связаны, видимо, с изменением электрической структуры самого облака.

Перемена направления E_z над облаком происходит за время порядка нескольких минут. Во всяком случае за промежуток времени между двумя соседними проходами, который в среднем составлял 10 мин. (наиболее вероятное значение 7—8 мин.), поле меняло знак и обычно достигало по абсолютной величине прежних значений E_z . Грозовые разряды при этом, как правило, не прекращались. Поэтому закономерно сделать вывод, что изменение направления E_z не связано с уменьшением электрической активности, т. е. механизмы, управляющие генерацией и разделением зарядов, активно работают все время и, возможно, что изменение знака градиента потенциала связано с относительными перемещениями двух уже разделенных зарядов.

В последнее время очень часто процессы электризации облаков связывают так или иначе с конвективными потоками в облаках. Примером тому является конвективная теория электризации грозных облаков Грене—Воннегата, которая уже длительное время обсуждается в печати. На роль воздушных течений грозовой ячейки в установлении ее электрической структуры указано в [9]. В нашу задачу на настоящем этапе исследований не входит полный анализ предложенных схем и теорий, однако можно заметить, что эти исследования обладают той общей чертой, что носят умозрительный характер в первую очередь из-за недостаточности одновременных сведений об электрических и аэрологических характеристиках облачности. Мы со своей стороны также предложим схему процессов, которые могут приводить к изменению градиента потенциала над облаком, но не с целью объяснения наблюдаемых фактов, а скорее для создания рабочей схемы будущих исследований. Суть нашей гипотезы состоит в следующем.

Восходящие течения в грозном облаке на стадии его развития охватывают все облако и достигают наибольшей интенсивности в центре. Поэтому легкие положительно заряженные облачные частицы разносятся течениями по всему облаку, образуя диффузную область положительного объемного заряда. Более тяжелые отрицательно заряженные частицы могут переноситься лишь более интенсивными потоками по сравнению с потоками, переносщими легкие частицы. Поэтому следует ожидать в облаке в стадии развития появления зоны отрицательного заряда, локализованного в центре конвекции и, возможно, выносимого в вершину особенно сильными струями. Этот «прорвавшийся» заряд может быть причиной появления положительных градиентов потенциала. Ослабление или прекращение восходящих потоков, а тем более появление нисходящих потоков, позволяет «выпасть» тяжелым отрицательно заряженным частицам — образуется облако обычной электрической структуры с диффузным положительным зарядом наверху и более четко локализованным отрицательным зарядом внизу. Можно было бы из всей совокупности материалов постараться выбрать примеры, подтверждающие схему. Однако скорее стоит указать на противоречие результатов наших наблюдений результатам Воннегата и др. [6] и заняться поисками причин этих противоречий. Поскольку, согласно гипотезе, электрические характеристики тесно связаны с потоками, они могли бы являться хорошими маркерами конвективных условий в облаке, что смогло бы оказаться весьма полезным при активных воздействиях, но именно эту связь (отсутствие связи) и следовало бы обнаружить, организовав там, где представляется возможным, комплексные исследования электрических и аэрологических характеристик облачности любого типа в процессе ее развития. Особенно интересными были бы одновременные измерения на нескольких уровнях внутри и вне грозного облака.

Заканчивая статью, хотелось бы сделать одно частное замечание.

В облаках, имеющих большие горизонтальные размеры, могут существовать несколько конвективных ячеек. В этом случае поле над облаком имеет сложный характер, над вершиной облака выделяется несколько куполов, в облаке существует несколько зон, дающих изображение на экране локатора. Затухание одних ячеек и активизация других могут привести к перемене направления градиента потенциала над облаком.

Однако анализ данных с привлечением локационных и визуальных наблюдений показал, что в каждом из упомянутых 14 облаков изменения E_z были тесно привязаны к одной конвективной ячейке.

В заключение автор выражает благодарность И. М. Имянитову и С. М. Шметеру за предоставленные в его распоряжение материалы исследований.

Выводы

1. Для средних широт вероятность встречи кучево-дождевых облаков с положительным зарядом в верхней части облака составляет около 60%, с отрицательным зарядом в верхней части облака — около 40%.

2. Над облаками, находящимися в стадии роста, в большинстве случаев градиент потенциала положительно направлен; над облаками, находящимися в стадии распада — отрицательно.

3. Для большей части облаков наблюдается изменение направления градиента потенциала с положительного на отрицательное при переходе к стадии зрелости.

Однако существуют облака, направление градиента потенциала над которыми на всех стадиях их жизни отрицательное.

4. Перемена направления градиента потенциала над облаком происходит за время порядка нескольких минут и не связана с уменьшением электрической активности облака.

5. Перемена направления градиента потенциала над облаком связана с изменением электрической структуры самого облака. Возможно, что изменению электрической структуры облака способствуют конвективные потоки, обеспечивающие на стадии роста вынос отрицательно заряженных тяжелых частиц в вершину облака, а на других стадиях не препятствующие их выпадению.

ЛИТЕРАТУРА

1. Problems of atmospheric and space electricity. Ed. by S. C. Coronity. Elsevier Publ. Co. Amsterdam — London — New-York, 1956.
2. Имянитов И. М., Лободин Т. В. Исследование электрической структуры ливневых и грозовых облаков. Труды ГГО, вып. 136, 1962, 3.
3. Имянитов И. М., Шифрин К. С. Современное состояние исследований атмосферного электричества. Успехи физических наук, т. XXVI, вып. 4, 1962.
4. Gish O. H., Wait C. R. Thunderstorms and the earth's general electrification. J. Geoph. Res., v. 55, No. 4, 1950, p. 473.
5. Stergis C. G., Rein G. C., Kangas T. Electric field measurement above thunderstorms. J. Atm. Terr. Phys., VII, No. 2, 1957, p. 83.
6. Vonnegut B. a.o. Electric Potential Gradients above thunderstorms. I. Atm. Sci., v. 23, No. 6., 1966, p. 764.
7. Шметер С. М. Стадии развития кучево-дождевых облаков и особенности распределения метеорологических параметров в их зоне. Труды ЦАО, вып. 53, 1964, 54.
8. Malan D. I. The theory of lightning. In "Probl. Atm. and Space Electricity." Ed. by S. C. Coronity Elsevier Publ. Co. Amsterdam — London — New-York, 1965, 323.
9. Takeuti T. Studies on thunderstorm electricity (III). Charge separation and related meteorological phenomena. J. Geomagn. and Geoelectr., v. 18, No. 3, 1966, p. 355.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ ПОТЕНЦИАЛА АТМОСФЕРЫ НА ВЫСОТЕ 6 КМ В ПЕРИОД МГГ—МГСС

Одной из основных задач МГГ и МГСС в области атмосферного электричества было решение проблемы о природе электрического поля атмосферы. В качестве рабочей гипотезы была принята теория шарового конденсатора. Согласно этой теории, земной шар рассматривается как громадный сферический конденсатор, внутренней обкладкой которого является отрицательно заряженная земная поверхность, а наружной — некоторые высокие слои атмосферы. Между обкладками приложена разность потенциалов V , обуславливающая появление электрического поля и электрических токов в слабо проводящем пространстве конденсатора — атмосфере. Считается, что разность потенциалов непрерывно поддерживается грозовой деятельностью, и величина ее зависит от грозовой активности. В пользу этого говорило сходство суточного хода напряженности электрического поля над океанами с суточным ходом площади земного шара, занятой грозами. Одновременные измерения разности потенциалов между землей и ионосферой на многих пунктах земного шара и были задачей высотных атмосферно-электрических измерений во время МГГ — МГСС.

Мюлейзен [1] пишет, что величина разности потенциалов между землей и ионосферой является единственной геофизической величиной, имеющей глобальный характер, которая может быть определена довольно просто. Эта величина и ее временные вариации практически могут быть получены в любом месте посредством подъема атмосферно-электрического зонда.

Измерения разности потенциалов между землей и достаточно высокими слоями атмосферы важны и интересны именно потому, что эта разность является глобальной характеристикой.

Если процессы действительно происходят по описанной выше схеме, величина разности потенциалов между землей и ионосферой может явиться мерой мировой грозовой активности или, как пишет Мюлейзен [1], мерой глобальной неустойчивости атмосферы.

К сожалению, несмотря на то, что программа по атмосферному электричеству считалась международной, мало стран представило результаты своих измерений в МЦД, а именно в МЦД имеются результаты высотных атмосферно-электрических измерений по трем советским станциям с 1958 по 1966 гг., одной шведской станции за 1964 г. и четырем японским станциям с 1957 по 1965 гг. (исключая 1963 г.).

Надо отметить, что материалы по японским станциям, несмотря на их обширность, не позволяют с достаточной точностью произвести оценку потенциала, так как измерения, как правило, начинались с высот 2—4 км, а экстраполяция вниз до земли является ненадежной.

Перейдем к анализу имеющегося материала.

Разность потенциалов между землей и ионосферой определяется обычно интегрированием напряженности электрического поля по высоте

$$V_u = \int_0^{H^*} E_h dh, \quad (1)$$

где E_h — величина напряженности электрического поля в слое dh , V — потенциал ионосферы, H^* — высота ионосферы.

Измерения напряженности электрического поля проводятся, как правило, до небольших высот (около 6—7 км в случае, когда в качестве подъемного средства использовался самолет, 10—20 км — в случае радиозонда). Далее проводится экстраполирование данных до высоты ионосферы (около 60 км). Законность экстраполирования основывается на работах Гиша [2], Швейдлера [3], Пирса [4] и др., в которых указывается, что 80—90% величины сопротивления атмосферы, а следовательно, и падения потенциала на нем лежит в слое от земли до 10 км. Мы провели оценку величины падения потенциала на разных слоях атмосферы и пришли к выводу, что почти половина величины потенциала ионосферы и все ее вариации в ясную погоду связаны со слоем обмена, высота которого составляет ~2—3 км.

Оценим соотношение величин падения потенциала в слое обмена и выше его. Примем для убывания величин напряженности поля с высотой следующий закон (см., например, [3]):

$$E_h = Ae^{-ah} + Be^{-bH}. \quad (2)$$

Потенциал любого слоя атмосферы (до ионосферы) V определяется интегрированием этого выражения в пределах от 0 до H , где H — высота слоя

$$V = \frac{A}{a} (1 - e^{-aH}) + \frac{B}{b} (1 - e^{-bH}). \quad (3)$$

В нижних слоях атмосферы, в том числе и в слое обмена, решающий вклад в значение V вносит первое слагаемое формулы (3). При дальнейшем возрастании H первое слагаемое становится постоянной величиной $\frac{A}{a}$, и рост потенциала определяется вторым членом.

При значениях $A=90$ в/м, $a=3,5 \cdot 10^{-3}$ 1/м, $B=34$ в/м, $b=0,18 \cdot 10^{-3}$ 1/м, приводимых Швейдлером [3], доля m потенциала ионосферы, приходящегося на слой обмена, если его высоту H принять равной 2 км, составит при расчете по (3) примерно 20%, а при $A=80$ в/м, $a=1,45 \cdot 10^{-3}$ 1/м, $B=34$ в/м и $b=0,18 \cdot 10^{-3}$ 1/м, принятых Финком [5], $m \approx 30\%$. Таким образом, даже над морями (где в основном и наблюдаются законы убывания, подобные [2]) падение потенциала в слое 2 км составляет 20—30% общего падения потенциала между землей и ионосферой [3].

Подобным же способом оценивается доля потенциала ионосферы m_1 на высоте 6 км — высоте самолетного зондирования в СССР. При значениях параметров A , a , B , b , принятых Швейдлером, m_1 составляет 70%, при значениях, принятых Финком, 65%. По абсолютным величинам в первом случае $V_u=135$ кв, $V_{6\text{км}}=92$ кв, а во втором случае

соответственно 125 и 65 кв. Определяя $V_{6\text{км}}$ из эксперимента и экстраполируя дальше кривую изменения потенциала с высотой по экспоненциальному закону, где показатель экспоненты определялся для каждого полета из экспериментальной кривой, мы получили, что $V_{6\text{км}}$ отличается от потенциала ионосферы над континентами в среднем на 5% (в пределах от 0,5 до 30%), а по шведским данным (условия, близкие к морским) в среднем на 10% (в пределах от 1 до 40%).

По результатам 50 полетов в ясную погоду над Ленинградом мы оценили как распределяется потенциал по тропосфере. Величину потенциала на высоте 7 км мы приняли за 100%. Оказалось, что 40% всей разности потенциалов между землей и 7 км приходится на первый километровый слой. Результаты расчетов приведены ниже:

Толщина слоя, км	0-1	0-2	0-3	0-4	0-5	0-6	0-7	0-11	1-2	2-3	3-4	4-5	5-6	6-7
Падение по- тенциала на указанном слое, %	40	60	70	80	88	96	100	40	20	10	10	8	8	4

Основное падение напряжения происходит в самых нижних слоях атмосферы. Чем выше, тем меньшая доля падения напряжения приходится на один и тот же интервал высот. Доля величины потенциала в слое от 6 км до 60 км зависит от формы кривой, по которой производится экстраполяция, но по приведенным оценкам редко превосходит 10—15% всего потенциала атмосферы (особенно над континентами). Амплитуда суточной унитарной вариации составляет около 30%, так что даже при не очень точной экстраполяции амплитуда унитарных глобальных изменений разности потенциалов между землей и ионосферой должна превосходить возможные ошибки экстраполяции.

В табл. 1 приводятся значения потенциалов ионосферы, измеренные одновременно в нескольких пунктах Советского Союза и в Уппсала (Швеция) при ясной погоде. Представлены также значения потенциала ионосферы, рассчитанные по японским данным. Потенциалы, измеренные одновременно на нескольких станциях, отличаются друг от друга значительно больше, чем возможные расхождения за счет ошибок измерения и экстраполяции.

В монографии [6] на рис. 21 (стр. 64) приведены результаты одновременных измерений потенциала атмосферы на высоте 6 км в трех пунктах Советского Союза. Из рисунка видно, что величины потенциалов на высоте 6 км и их изменения во времени различны на разных пунктах наблюдения.

На рис. 1 приведен суммарный средний за год суточный ход потенциала атмосферы на высоте 6 км только в ясные дни над тремя станциями Советского Союза. На рис. 2 приведен суточный ход потенциала, полученный по измерениям в отдельные сутки.

Из рисунков видно, что над континентами не обнаруживается сколько-нибудь регулярного суточного хода потенциала атмосферы. Над океанами результат получается иной. По данным Кларка [7] и Финка [5] суточный ход потенциала высоких слоев атмосферы похож на унитарную вариацию. По японским станциям суточный ход потенциала высоких слоев атмосферы получается отличным от унитарной вариации, и величины потенциалов, измеренные одновременно над несколькими пунктами, различны. Правда к величинам потенциала, полученным по японским данным, нельзя относиться с полным доверием по причинам,

Таблица 1

Потенциал атмосферы (кв) на высоте 6 км в ясные дни,
измеренный одновременно над различными пунктами

Дата	Часы	Ленинград	Киев	Ташкент	Упсала	Дата	Часы	Япония			
								Хачид- жоджи- ма	Каго- сима	Саппоро	Татено
Московское время						Гринвичское время					
25/II 1958	15	130	100			18/VI 1958	6	216			595
21/III	15	-25	280			18	18	442			665
21	3	216	-	173		19	18	543		780	
23	3	200	276	103		21	18			540	672
23	15	44	450	227		22	6		420	1040	
24	15	140	383			15/XI	18		270		374
25	15	150	372			18	18		672		450
26	3	232	466			20	18		415		149
26	15	114	236			18/XII	18	310	358		
17/VI	3	984	154	117		20	6	410	92		
18	3	160	140			21	6	250	332		
18	21	211	448	315		18/VII 1959	6	111		184	
19	3	160	176	151		21	6	1940	600		
22	3	-	184	120		21/I 1962	12	1040	362		
14/IX	3	286	160								
14	9	291	133	93							
19	15	302	208	47							
20	3		4	228							
8/XII	5	153		104							
Гринвичское время											
4/III 1964	12	102			328						
18	18		517		355						
25	0			93	256						
25	18	270	131	373							
4/XI	0			102	229						

изложенным в начале статьи. Но для качественных сравнений между собой они, вероятно, пригодны.

Будем относить пока свой вывод только к континентальным станциям. Итак, над континентальными станциями потенциал высоких слоев атмосферы неодинаков одновременно над несколькими пунктами наблюдения и изменения его несинхронны по времени.

Этот вывод кажется вполне естественным в свете рассуждений, приведенных в начале статьи о том, что основная часть величины потенциала определяется потенциалом нижних слоев атмосферы. Потенциал определяется величиной и распределением по высоте напряженности

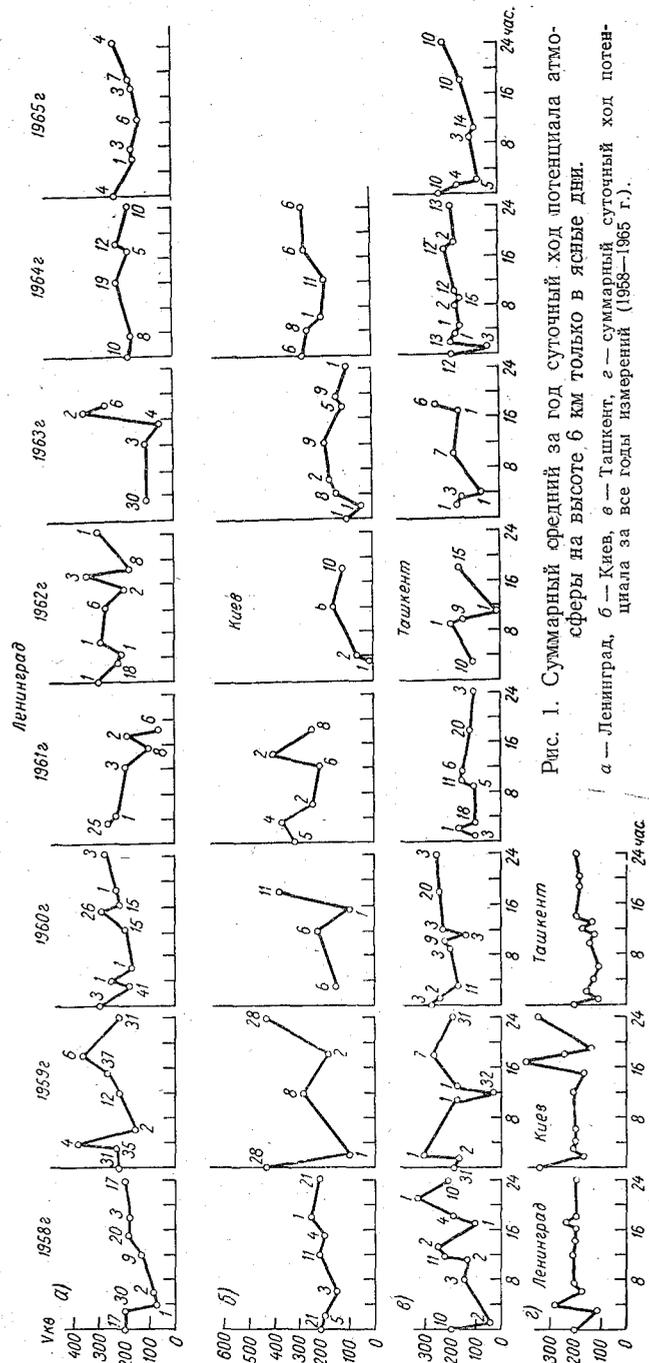


Рис. 1. Суммарный средний за год суточный ход потенциала атмосферы на высоте 6 км только в ясные дни.
 а — Ленинград, б — Киев, в — Ташкент, г — суммарный суточный ход потенциала за все годы измерений (1958—1965 г.).

поля (формула (1), которая определяется величиной и распределением зарядов. Последнее же зависит от процессов в тропосфере.

В наших работах (например, [6]) неоднократно упоминалось, что величины и распределение зарядов и напряженности полей в атмосфере даже в ясную погоду очень изменчивы. Большое разнообразие распределений наблюдалось и в наиболее простых случаях экспоненциального убывания поля с высотой. По экспериментальным данным нами рассчитаны показатели экспонент b (формулы [2] и [4]), определяющие

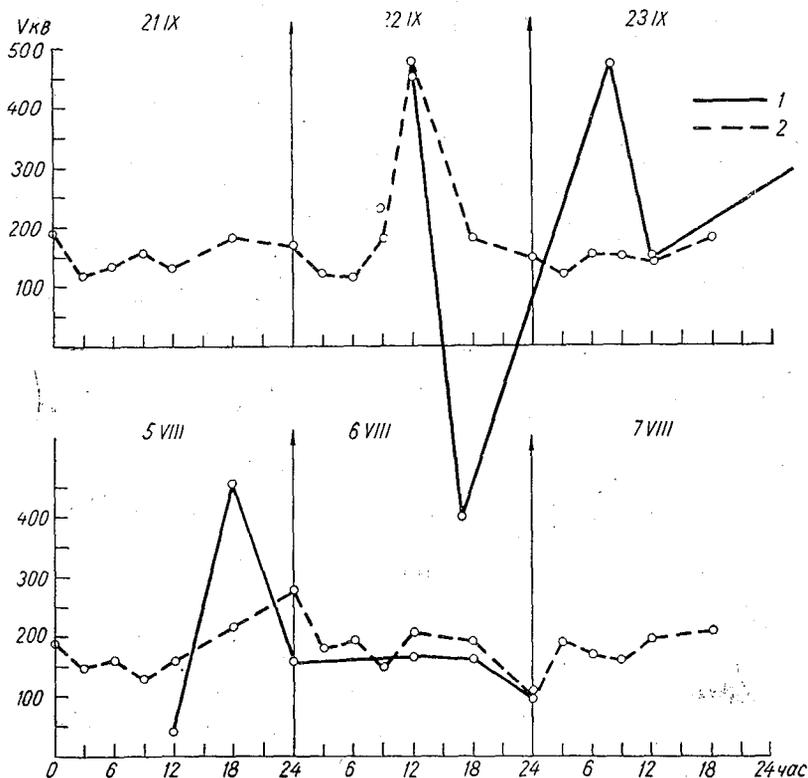


Рис. 2. Суточные изменения потенциала по измерениям в отдельные сутки 1966 г.

1 — Ленинград, 2 — Киев.

характер изменения напряженности электрического поля, а следовательно, и потенциала атмосферы с высотой. Результаты расчета для двух континентальных (Ленинград и Киев) и пяти морских (Уппсала в Швеции — условия, близкие к морским, — и Саппоро, Татено, Кагосима, Хачиджоджима в Японии) станций представлены на рис. 3. Показатель b определялся для слоя выше 2 км.

Как видно, даже выше слоя обмена показатели экспонент меняются в довольно широких пределах. Разница в распределении показателей для морских и континентальных станций очень большая. Для морских станций величины показателей экспоненты значительно меньше и интервал их изменения уже. Диаграмма величин b для континентальных станций очень растянута и не имеет определенного максимума. Это говорит о большом многообразии в распределении зарядов, полей, а

следовательно, и потенциалов в атмосфере. В работах Леттау [8], Тверского и Тимофеева [9] и др. указывается, что величина показателя экспоненты определяется соотношением величин проводимости атмосферы и параметров ее стратификации, т. е. процессами чисто местными, связанными с жизнедеятельностью нижней тропосферы. А так как 80—90% величины потенциала лежит в нижней тропосфере, то вряд ли можно ожидать, чтобы на больших высотах одновременно был одинаковый потенциал, который менялся бы синхронно для всего земного шара.

По всей вероятности электрические явления в атмосфере намного сложнее, чем это предполагается по схеме шарового конденсатора. Действительно, все было бы значительно проще, если бы грозы являлись единственным генератором зарядов в атмосфере, а в остальных

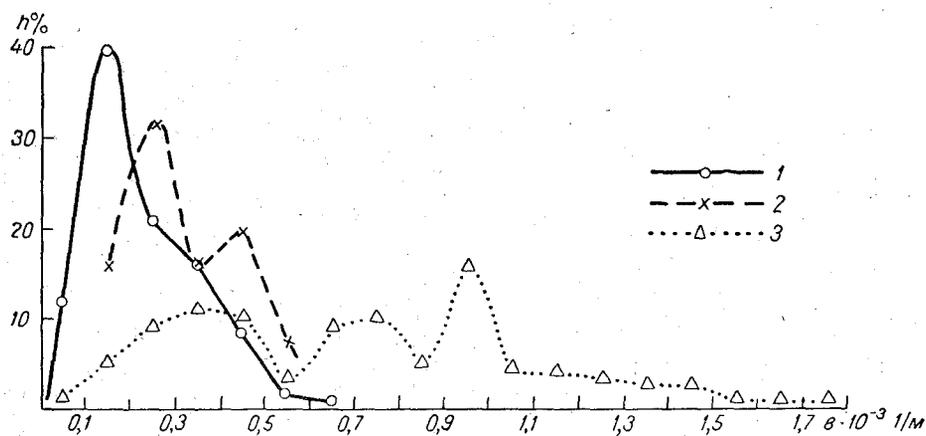


Рис. 3. Диаграмма распределений величины показателя экспоненты v для Японии (1), Швеции (2) и Советского Союза (Ленинград—Киев) — (3)

областях электрическое состояние атмосферы определялось бы током проводимости с некоторыми поправками на токи турбулентной диффузии.

Однако все обстоит сложнее, что можно объяснить, на наш взгляд, двумя обстоятельствами.

Во-первых, токи проводимости не играют основной роли в распределении зарядов в свободной атмосфере. В большом числе случаев определяющими в переносе и распределении зарядов в атмосфере являются горизонтальные переносы, т. е. в атмосфере законы поля постоянного тока не определяют закономерности распределения зарядов.

Исследования Вонегата и Мура [10] по распространению пространственного заряда, производимого коронирующей проволокой, показали, что заряженные частицы значительно меньше распространяются вверх и вниз, чем с ветром в горизонтальном направлении. Авторы указывают, что производимый заряд быстро бы исчезал, если бы ионы не присоединялись к ядрам конденсаций, всегда в обилии имеющимся в атмосфере. За счет такого присоединения подвижность ионов резко падает и движение их в основном начинает определяться не электрическими силами, а конвективными потоками в атмосфере.

Авторы установили, что в вертикальном направлении возмущение исчезает довольно быстро, на расстоянии около 100 м, в горизонтальном

же направлении заметные возмущения обнаруживаются на расстояниях 7—8 км.

Е. С. Селезнева [11] оценивает вертикальный и горизонтальный потоки аэрозолей и делает вывод, что в атмосфере часто вертикальный поток аэрозолей на два-три порядка меньше, чем горизонтальный. По оценке Селезневой, при неустойчивой стратификации атмосферы отношение коэффициентов горизонтального и вертикального обмена составляет $\frac{k_{гориз}}{k_{верт}} \sim 10^4$. Следовательно, сильные возмущения электрического поля, производимые облачностью, грозами, пылевыми бурями, возмущениям над промышленными объектами и т. д. могут распространяться на многие километры. Е. С. Селезнева [11] пишет, что Юнге определил срок жизни атмосферных аэрозолей приблизительно четыре недели. Поэтому вполне вероятно, что, например, с западным зональным потоком воздуха на Европейский континент поступают аэрозоли, возникшие не только над Атлантическим океаном, но и над Американским континентом, а в какой-то части и еще ранее над Азиатским. Ввиду того что элементы атмосферного электричества обнаруживают довольно тесную связь с аэрозолями [12], очевидно, многие закономерности в распределении и переносе аэрозолей должны быть общими как для аэрозолей, так и для зарядов в атмосфере.

Во-вторых, самолетные исследования, проведенные в ГГО, показали, что заряды в атмосфере могут генерироваться не только грозowymi облаками [6]. Исследования показали, что даже такие сравнительно «спокойные» облака, как облака слоистых форм (Sc, Ac, As, Ns), могут генерировать заряды. Пока неясен вопрос о том, какие процессы приводят к генерации зарядов в таких облаках. Но величины напряженностей электрических полей и зарядов в этих облаках не могут быть объяснены заряджением за счет ионов, уже имеющихся в воздухе. Поэтому приходится предположить, что в облаке за счет каких-то процессов образуются заряды. Это один из важнейших выводов, полученных нами [6] и подтвержденный в последнее время работой Мюлейзена [13].

Облака слоистых форм покрывают почти половину поверхности земного шара. Из проведенных исследований [6] следует, что примерно в 30% случаев (для облаков типа Ns этот процент выше) облака слоистых форм являются активными, т. е. производят заряды, которые могут разноситься потоками воздуха на значительные расстояния.

В конце концов заряды, очевидно, должны попасть на землю. Определяя из опыта избыточный заряд атмосферы при облачности различного типа и считая, что равный ему, но противоположный по знаку заряд получит земля, можно оценить величину заряда, который может получить земля от облаков слоистых форм. Приблизительная такая оценка была проведена [6] и оказалось, что заряд, производимый слоистыми облаками, по величине сравним с зарядом земли¹. Это говорит о том, что пренебрегать этим источником электризации нельзя. Из-за отсутствия данных о временном ходе распределения облачности различного типа над земным шаром, а также данных об электрических структурах облаков в разных физико-географических условиях сейчас невозможно оценить более точно ни величину заряда, создаваемую этими облаками, ни временные вариации поля, обусловленные этими зарядами.

¹ Известна и другая точка зрения. См., например, Лободин Т. В. О влиянии облачности негрозового происхождения на заряд земли. Труды ГГО, вып. 177, 1965, 90. (Прим. ред.).

Из вышеизложенного следуют два основных вывода:

а) токи проводимости не являются основными переносчиками зарядов, а перенос зарядов осуществляется и движениями воздуха в атмосфере;

б) грозовые облака не являются единственными генераторами зарядов в атмосфере.

Глобальные проявления атмосферного электричества должны быть связаны с глобальными проявлениями таких метеоэлементов, как облачность и потоки в атмосфере.

Выравнивание потенциала атмосферы по всей вероятности все-таки происходит. Где оно происходит, мы пока не знаем. По всей вероятности атмосфера в целом обладает каким-то единым потенциалом, который невозможно определить по измерениям над одним пунктом (особенно континентальным), но который, очевидно, удастся определить при осреднении по большой территории. Очень возможно, что этот общий потенциал претерпевает регулярные временные колебания. Мы пока не располагаем данными для определения такого потенциала.

ЛИТЕРАТУРА

1. Mühleisen R. Zur Bestimmung der Variationen der globalen Gewitteraktivität. Meteorol. Rundschau, 1966, 19, N 2, 56—59.
2. Gish O. H. Universal aspects atmospheric electricity. Compendium of meteorology, 1954, American meteorological society, Boston, Massachusetts.
3. Schweidler E. Luftelektrizität Einführung in die Geophysik, Bd II, Berlin, J. Springer, (291—375), 1929.
4. Pierce E. Some topics in atmospheric electricity. Recent advances in atmospheric electricity. Pergamon Press, London, 1958.
5. Finck U. Measurements of the electric field in the free Atmosphere during IQSY 1964—1965. Reports N 3, Uppsala, 1966.
6. Имянитов И. М., Чубарина Е. В. Электричество свободной атмосферы. Гидрометеоздат, Л., 1965.
7. Clark J. F. The fair weather atmospheric electric potential and its gradient. Recent advances in atmospheric electricity. Pergamon Press, 1958.
8. Lettau H. Anwendung neuerer Ergebnisse der Austauschlehre auf zwei Luftelektrische Fragen. Gerlands Beiträge zur Geophysik, B. 57, N 3/4, 1941 (s. 365—383).
9. Тверской П. Н., Тимофеев М. П. Турбулентность и вертикальный профиль напряженности электрического поля в нижнем слое атмосферы. Изв. АН СССР, сер. геофиз., т. 12, № 5, 1948.
10. Vonnegut B. and Moore C. Preliminary attempts to influence convective electrification in cumulus clouds by the introduction of space charge into the lower atmosphere. Recent advances in atmospheric electricity. Pergamon Press, 1958.
11. Селезнева Е. С. Атмосферные аэрозоли. Гидрометеоздат, Л., 1966.
12. Чубарина Е. В. Связь электрического поля атмосферы с ядрами конденсации. Труды ГГО, вып. 157, 1964.
13. Mühleisen R. Elektrische Feldstärkmessungen über Schauer- und Gewitterwolken. Meteorol. Rundschau, 1965, 18, 5, 147—148.

К СОЗДАНИЮ ЛАБОРАТОРНОГО ИЗМЕРИТЕЛЯ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ ВОЗДУХА

Измерение элементов атмосферного электричества, в частности измерение электропроводимости воздуха λ , приходится производить в сложных метеорологических условиях, например, при влажности воздуха 100%, при дожде и снеге, широком интервале температур. Поэтому методам поддержания хорошего качества изоляции уделяется много внимания при разработке конструкций приборов и, в частности, приборов для измерения проводимости воздуха.

Во всех вариантах этих приборов конструкторы стремятся повысить качество изоляции измерительного электрода, одни авторы — за счет применения высококачественных изоляционных материалов [2, 3] (фторопласты, политетрафторэтилен, полированный в пламени сапфир и т. д.), другие — за счет создания вокруг поверхностей изоляторов искусственной атмосферы с пониженной относительной влажностью воздуха, применяя всевозможные нагреватели и влагопоглощающие вещества (натрий, серную кислоту) и строя лабиринты [3, 4, 5]. Существуют и конструктивно-схемные решения этого вопроса, когда в изолирующие узлы вводят охранные кольца, на которые подается компенсационное напряжение [1].

Кардинальным решением, позволяющим вообще исключить из рассмотрения вопросы, связанные с изоляцией измерительного электрода, является использование струи воздуха, электропроводность которого измеряется, в качестве «держателя» висящего в этой струе шара, который играет роль тела рассеяния [6]. Описание установки, в которой реализуется эта идея, приводится ниже.

Описание установки. В схематическом виде установка изображена на рис. 1. Через цилиндрическую трубу 1 и надетую на нее коническую насадку 3 с помощью вентилятора 4 протягивается воздух. Под воздействием потока воздуха [6] шар 2, используемый как тело рассеяния, повисает в трубе. Заряд шару сообщается с помощью зарядного устройства 7. Размеры установки следующие: внутренний диаметр цилиндрической части трубы 65 мм, ее высота 300 мм, высота всей установки около 600 мм. Диаметр шара равен 40 мм. Двигатель вентилятора может развивать скорость до 3000 оборотов в 1 мин. Для измерения начального и конечного зарядов шара в трубу помещено индукционное кольцо 8.

Определение индукционного коэффициента этого кольца производится с помощью ловушки шара 5, укрепленной на фторопластовом

основании 6. Ловушка изготовлена из крупной металлической сетки. Электрически она соединена с электрометром СГ-2М.

В общих чертах установка действовала следующим образом.

Шар заряжался индукционным методом. Заряженный шар поднимался потоком воздуха, проходил индукционное кольцо 8 и при определенной скорости потока для данного диаметра шара и трубы повисал в заданной точке внутри цилиндрической трубы. Некоторое время шар висел в струе воздуха, рассеивая свой заряд. Это время измерялось секундомером. Затем вентилятор выключался, и шар со скоростью,

равной по модулю скорости подъема, проходил индукционное кольцо, которое регистрировало остаток заряда шара. Равенство скоростей контролировалось экспериментально, путем измерения времени пролета заряженного шара через индукционное кольцо. Осуществлялось оно подбором места установки индукционного кольца и скорости прососа воздуха при прочих неизменных параметрах установки. Зная начальный и конечный заряды шара, время, за которое происходит изменение заряда шара, можно по известному закону

$$q_t = q_0 e^{-4\pi\lambda t}$$

найти электропроводность воздуха.

Индукционная зарядка шара.

Схема зарядного устройства изображена на рис. 1. В опытах исследовалось несколько зарядных индукционных колец разных размеров, а также зарядное устройство, представленное на рис. 2. Для измерения заряда шара при различных условиях служила ловушка, расположенная внутри трубы. В нее попадал шар, увлекаемый потоком воздуха. Считалось, что шар терял при подъеме не более 5% своего начального заряда. При попадании шара в ловушку система ловушка — провод — электрометр приобретала электрический потенциал. Согласно закону сохранения заряда, можно записать, что

$$C_x V_3 = q_{ш},$$

где $C_x = C_л + C_{пр} + C_э$ — емкость системы ловушка — провод — электрометр, V_3 — потенциал той же системы, $q_{ш}$ — заряд шара.

Потенциал V_3 измерялся, емкость C_x определялась методом сравнения с эталонной емкостью и равна 19,5 см. Заряд шара $q_{ш}$ и его потенциал как уединенного тела V_0 рассчитывались.

В табл. 1 представлены результаты измерений.

Наилучшие результаты получаются при применении зарядного устройства, представленного на рис. 2.

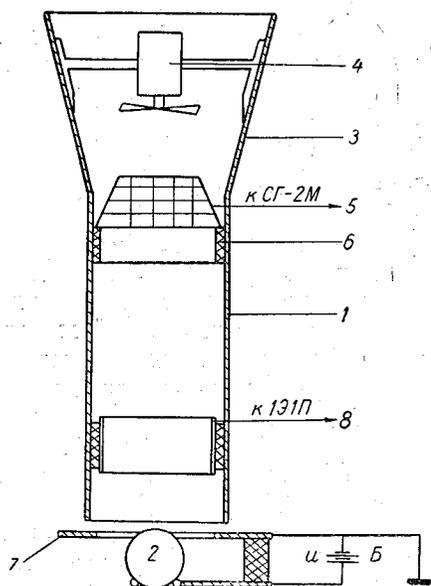


Рис. 1. Схематический разрез лабораторного измерителя электропроводности воздуха.

Отношение $\frac{V_0}{u}$ в этом случае достигает 0,6, что является вполне приемлемым. Наибольшие значения $\frac{V_0}{u}$ получены именно при той геометрии зарядного устройства, которая представлена на рис. 2.

Следует заметить, что ловушка с электрометром является вспомогательным узлом прибора.

Определение коэффициента индукции индукционного кольца. Заряженный шар потоком воздуха поднимается вверх по оси цилиндрической трубы и в некоторый момент времени проходит индукционное кольцо, которое изолировано от цилиндрической трубы фторопластом

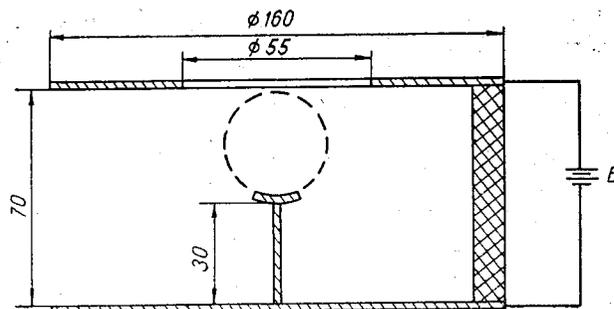


Рис. 2. Зарядное устройство.

Таблица 1

Зависимость V_0 от геометрических размеров зарядного кольца и поданного напряжения U

Номер опыта	d мм	l мм	U в					
			100	200	300	400	500	600
1	64	55	54	89	—	161	—	232
2	54	8	20	34	48	72	89	156
3	52	88	39	80	121	148	190	230
4	54	190	55	93	134	186	226	266
5	64	55	71	100	—	201	232	286
6	Зарядное устройство (рис. 2)		—	108	175	234	322	341

Примечание. d — диаметр кольца, l — высота кольца, U — напряжение зарядного устройства, V_0 — потенциал шара. Емкость уединенного шара равна 2 см.

и электрически соединено с предусилителем, а через него и с осциллографом СИ-4. Оценим требуемую величину сопротивления изоляции кольца R . В нашем случае используется схема зарядки емкости, поэтому время измерения $t_{изм}$ должно быть малой величиной по отношению ко времени релаксации цепи [7]

$$t_{изм} = \frac{1}{5} RC.$$

По измерениям продолжительности импульса $t_{имп}$ на осциллографе время прохождения шаром активной длины кольца оценивается равным 80 мсек. Примем $t_{изм}$, равным $t_{имп}$. Емкость системы C_y — это суммар-

ная емкость кольца, провода, конденсатора и входной части лампы предусилителя.

Очевидно, R должно быть больше $5 \frac{t_{\text{изм}}}{C_y}$. После подстановки значений, входящих в неравенство величин, получим нижний предел сопротивления изоляции кольца приблизительно равным 10^{10} ом. С увеличением C_y , например в случае применения измерителя, находящегося на относительно большом расстоянии от датчика, требуемое значение величины R снижается. Однако при этом уменьшится и величина измеряемого сигнала. Резюмируя изложенное, можно утверждать, что при таком способе измерения проводимости воздуха допустимо снижение качества изоляции на 3—5 порядков, а при применении чувствительных электрометров — еще на 1—2 порядка.

Предусилитель с осциллографом тарировались с использованием переменного напряжения u , приложенного к входу предусилителя. В результате были получены зависимости амплитуды отклонения луча осциллографа A от u , которые легко можно было пересчитать на зависимость A от Q , где Q — заряд на емкости C_y . По амплитуде импульса на осциллографе, возникающего при пролете заряженного шара через индукционное кольцо, пользуясь указанной выше зависимостью и результатами измерений $q_{\text{ш}}$ с помощью ловушки, можно было определить индукционный коэффициент кольца α , равный отношению $\frac{Q}{q_{\text{ш}}}$. В табл. 2 показаны результаты измерений α .

Таблица 2

	U в					
	100	200	300	400	500	600
$q_{\text{ш}}$ эл.-ст. ед.	0,40	0,78	1,17	1,56	2,08	2,34
Q эл.-ст. ед.	0,067	0,120	0,184	0,258	0,333	0,370
α	0,16	0,15	0,17	0,16	0,16	0,16

По результатам измерений, среднее значение $\alpha=0,16$, т. е. только 16% силовых линий шара замыкаются на индукционном кольце при пролете шара сквозь него.

О цикле работы измерителя проводимости воздуха. Задавая амплитуды импульса на экране осциллографа при пролете шара вверх (начало цикла) и вниз (конец цикла) соответственно равными 25 и 5 мм, что достижимо при напряжении на зарядном устройстве 600 в, можно, пользуясь тарировочными зависимостями, определить время T , потребное для измерения проводимости воздуха, равной $2 \cdot 10^{-4}$ эл.-ст. ед. Оно оказывается равным 560 сек. В опытных измерениях, проведенных нами, цикл измерения составлял 360 сек., из которых 60 сек. затрачивалось на зарядку шара. В течение 300 сек. зарядное устройство оставалось заземленным. Измерение заряда шара производилось в конце 60 сек. и 360 сек. при пролете шара через индукционное кольцо.

Циклограмма работы двигателя и зарядного устройства представлены на рис. 3.

Заканчивая описание лабораторного измерителя, хотелось бы обратить внимание на следующее. Приведенное описание действия различных узлов установки убедительно доказывает техническую осуществимость ранее предложенного метода измерений [6]. Однако прибор, по-

строенный в соответствии с изложенными идеями, одержит верх над приборами существующих конструкций, если будут показаны его лучшие эксплуатационные характеристики, которые можно свести в конечном счете к большей точности измерений проводимости воздуха при меньших экономических затратах на изготовление и обслуживание при-

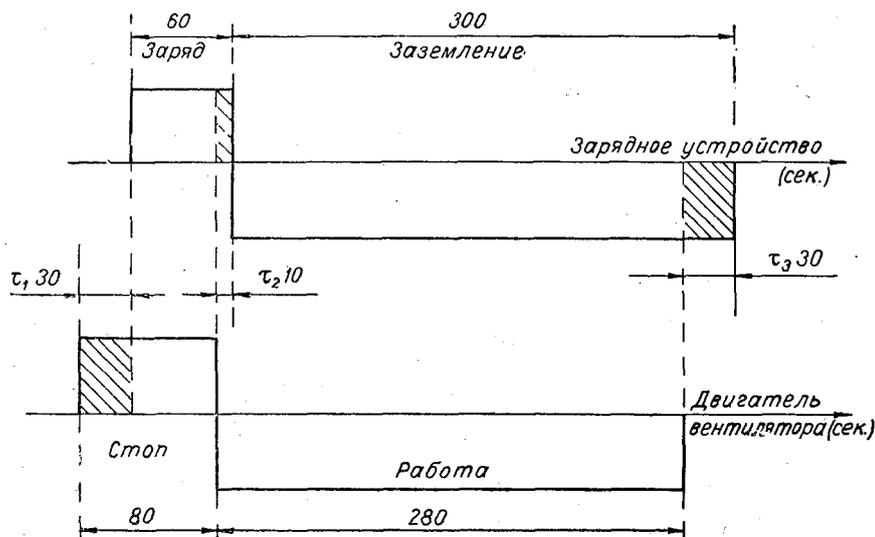


Рис. 3. График работы зарядного устройства и двигателя.

бора, вплоть до получения обработанных материалов. Такая постановка вопроса, конечно, в некоторой степени абстрактна при малой распространенности вообще приборов для измерения проводимости, но может помочь при выработке критерия сравнимости приборов для измерения проводимости разного типа.

Выводы

Использование потока исследуемого воздуха как «держателя» тела рассеяния, висящего в этом потоке, позволяет снизить требование к качеству изоляции при измерении проводимости воздуха с применением индукционного метода. Сопротивление изоляции должно быть не меньше 10^{10} — 10^{11} ом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Рейнет Я. Новая аппаратура и методика для определения плотности аэро- и гидрорайсов в атмосфере. Труды по геофизике. Ученые записки Тартуского Гос. университета, вып. 59, 1959.
2. Имянитов И. М. и др. Прибор для измерения электрической проводимости воздуха у поверхности земли. Труды ГГО, вып. 110, 1960.
3. Ганн Р. Усовершенствованный прибор для измерения электропроводности атмосферы. Приборы для научных исследований, № 5, 1965.
4. Аллик Р. А. Об одной установке для регистрации электропроводности атмосферного воздуха. Труды ГГО, вып. 30, 1939.
5. Schering H. Registrierungen des spezifischen Leitvermögens des atmosphärischen Luft. Nachrichten, Berlin, 1908.
6. Имянитов И. М., Попов С. Г. О возможности использования висящего шара на струе газа как датчика по измерению проводимости. Труды ГГО, вып. 204, 1967.
7. Бонч-Бруевич А. М. Радиоэлектроника в экспериментальной физике. Изд. «Наука», М., 1966.

*И. М. ИМЯНИТОВ, В. С. АЛЕКСАНДРОВ, Б. Ф. ЕВТЕЕВ,
Н. П. ЗИГАНОВ, Я. М. ШВАРЦ*

ИССЛЕДОВАНИЕ СТАТИЧЕСКОЙ ЭЛЕКТРИЗАЦИИ САМОЛЕТОВ

Введение

Электризация самолетов при полетах в облачности, осадках и вблизи грозных зон приводит к возникновению коронирующих разрядов на самолете и возмущению электрического поля вокруг него. Эти обстоятельства вызывают повышение уровня радиопомех и увеличение опасности поражения самолета молнией. В связи с большой насыщенностью современных самолетов радиоаппаратурой и повышающимися требованиями в отношении надежности полета вопросы изучения электризации самолетов с целью активного воздействия на нее продолжают оставаться актуальными несмотря на то, что в течение последних 30 лет им уделялось немало внимания [1—7].

До сих пор не существует ясного представления о физических процессах, ведущих к электризации самолетов, сталкивающихся в полете с частицами пыли, облаков и осадков, нет достаточно эффективных устройств для электрической разрядки самолетов и устройств разрядки, которые при своем действии не создавали бы помех в работе радиоустройств [7]. Конечным решением проблемы явилось бы раскрытие физических процессов, ведущих к электризации, и создание на этой базе эффективных разрядных устройств.

Необходимым условием для подхода к общему решению является накопление фактических данных об электризации самолетов. С этой целью был создан и успешно испытан комплект аппаратуры для измерения ряда параметров, характеризующих некоторые моменты процесса электризации. Прежде чем перейти к описанию аппаратуры и результатов измерений, остановимся на общих вопросах постановки опыта.

Постановка задачи

Электрический заряд, приобретаемый самолетом при полете в облаках и осадках, зависит как от свойств среды, в которой летит самолет (размеры и число частиц облаков и осадков, их фазовое состояние и форма, электрические заряды на них, величина напряженности электрического поля атмосферы), так и от характеристик самолета (конструкция, в частности материал покрытия, тип двигателей, параметры статических стекателей) и режима полета. Все эти характеристики в той или иной степени способствуют появлению токов, текущих между самолетом и атмосферой. Интегральная величина — электрический заряд,

приобретенный самолетом, зависит как от токов, заряжающих самолет, так и от токов, разряжающих последний. Компоненты этих токов могут зависеть от отдельных перечисленных факторов, или от некоторого числа их. Эффективность устройств, разряжающих самолет, меняется в зависимости от условий зарядки самолета и может быть оценена только в сравнении отдельных компонентов тока, заряжающих и разряжающих самолет. Поэтому для ответа на вопрос о роли отдельных факторов в появлении заряда самолета и для решения прикладных задач необходимо попытаться наряду с измерением электрического заряда самолета составить представление о полном балансе токов, текущих на самолет и стекающих с него.

Изменение заряда Q самолета за время t при полете в облаках, осадках, пыли и в других скоплениях аэрозоля может быть представлено уравнением

$$\frac{dQ}{dt} = I_1 - I_2 - I_3 - I_4 - I_5,$$

где $I_1 = \sum I_{1j}$ — токи частиц, заряжающих самолет (I_{1j} — токи зарядки на участке поверхности самолета j); I_2 — ток, разряжающий самолет благодаря электрической проводимости атмосферы; I_3 — ток, разряжающий самолет за счет проводимости струи двигателя; $I_4 = \sum I_{4m}$ — ток разрядки за счет коронирования отдельных участков поверхности самолета (I_{4m} — ток коронирования с поверхности m); I_5 — ток, уносимый частицами, срывающимися с заряженного самолета.

Для измерения величины заряда самолета и его изменения во времени, а также указанных токов, самолет был оборудован специальной аппаратурой. Для измерения токов зарядки и разрядки на самолете были установлены изолированные от корпуса пластины — «токоприемники» (на передних кромках крыльев) и «токосъемники» (на задних кромках крыльев). Токи на эти пластины измерялись специальными устройствами. Токи I_1 могут возникать вследствие захвата электрически заряженных частиц облаков и осадков, баллоэффекта, трибоэлектричества и, в частности, контактной разности потенциалов между материалом поверхности пластины и частицами облаков и осадков. Если ток обязан своим происхождением первым двум процессам, то токи зарядки самолета определенной конструкции в данной метеорологической обстановке — величина постоянная, и снижение уровня заряжения самолета в этих условиях может быть получено только путем увеличения токов разрядки и совершенствованием, например, статических разрядников. Если ток обусловлен контактной разностью потенциалов, то снижение уровня заряжения может быть достигнуто с помощью подбора покрытий самолета. Установленные на самолете ТУ-104 токоприемники и токосъемники в сочетании с пробными телами (см. ниже) должны помочь выяснить вопрос, в результате какого процесса в основном создается заряд самолета и можно ли воздействовать на величину тока зарядки данного самолета в данном режиме полета и в данных метеорологических условиях. В самом деле, токи на геометрически одинаковых, симметрично расположенных, сделанных из разных материалов участках поверхности самолета должны быть равными, если электризация самолета обусловлена первыми двумя упомянутыми процессами, и должны быть различными, если действует последний механизм заряжения.

Для исследования влияния материалов покрытий и формы поверхности на ток заряжения использовались уже упомянутые пробные

тела — шары и конусы одинаковых размеров, изготовленные из различных материалов. Конусы и шары с помощью специальных устройств выставлялись в окна самолета таким образом, чтобы они находились в воздушном потоке, содержащем гидрометеоры. Величина заряда, приобретенного каждым пробным телом, определялась по величине потенциала, создаваемого им.

Ток проводимости I_2 может быть определен, если известна проводимость атмосферы и электрический заряд самолета.

Ток разрядки I_3 , возникающий за счет проводимости выхлопных газов, для заданных режимов работы двигателей может быть измерен по скорости спада заряда самолета, когда источники заряжения прекратили действовать. Для таких измерений самолет был оборудован установкой, позволявшей производить выпуск за борт кристаллической углекислоты под давлением через систему металлических штуцеров. При этом выпуске самолет заряжался.

Были также проведены измерения токов коронирования I_4 , протекающих через разрядники. Наконец, измерения на токоъемниках и пробных телах позволяли оценить величину тока I_5 .

Измерения с помощью специально установленных четырех датчиков электростатических флюксометров позволяли определять как величину электрического заряда самолета, так и его изменение во времени, а также значение составляющих напряженности электрического поля атмосферы, направленных вертикально, вдоль фюзеляжа, и перпендикулярно ему. В ряде случаев электрическое поле атмосферы может заметно сказываться на токах, текущих через статические разрядники.

Измерительная аппаратура, установленная на самолете ТУ-104

Аппаратура для измерения электрического тока, текущего через разрядники, и на отдельные участки поверхности самолета. Аппаратура состоит из следующих элементов: четырех токоприемников ТП, расположенных на передних кромках крыльев; пяти токоъемников ТС, расположенных на задних кромках крыльев и хвостовом оперении; изолированных от корпуса самолета пяти групп разрядников Р, размещенных в соответствии со штатным расписанием оборудования самолета; центрального измерительного блока; самописцев; соединяющих кабелей (рис. 1). Питание аппаратуры осуществлялось от бортовой сети самолета постоянным напряжением 27 в.

Рассмотрим подробнее отдельные элементы аппаратуры.

Токоприемники. Токоприемники являются датчиками плотности тока, текущего на лобовую поверхность крыльев самолета при полетах в облаках, осадках, пыли и т. д. Схема размещения токоприемников на крыльях самолета представлена на рис. 1. Детальное изображение одного из токоприемников представлено на рис. 2. Конструкции других токоприемников (за исключением радиуса кривизны) идентичны показанной конструкции.

Центральным элементом токоприемника является измерительная пластина, укрепленная на фторопластовом изоляторе. Пластина сменная. В опытах использовались алюминиевые и латунные пластины, пластины, изготовленные из латуни, но покрытые хромом, и латунные пластины, покрытые листовым никелем. Охранное кольцо и основание токоприемника изготовлены из алюминия. Размеры измерительной пластины 7,4 (по дуге) \times 20,4 см². Посредством экранированного провода

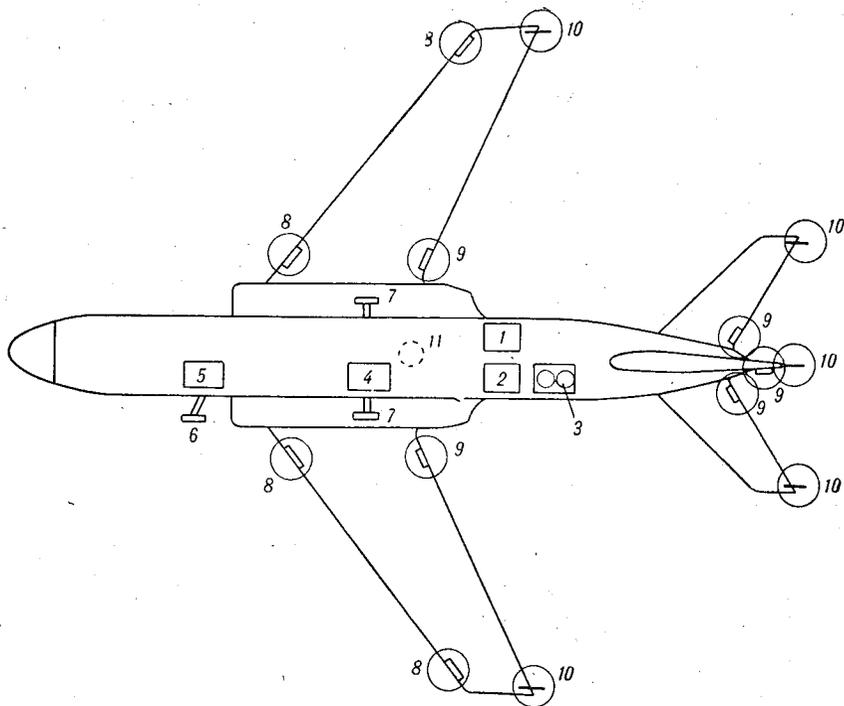


Рис. 1. Схема размещения аппаратуры на самолете.

1, 11 — измерительные пульта и датчики флюксметров, 2, 8, 9, 10 — центральный измерительный блок, токоприемники, токосъемники и разрядники соответственно, 3 — установка для зарядки самолета, 4, 7 — измерительный пульт и датчики пробных тел, 5, 6 — измерительный пульт и датчик прибора для измерения размеров частиц осадков.

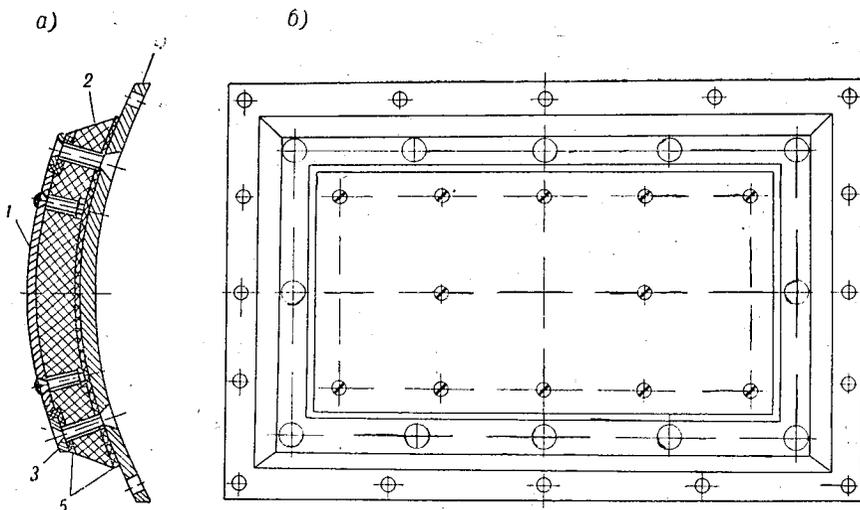


Рис. 2. Токоприемник.

а — разрез: 1 — измерительная пластина, 2 — изолятор, 3 — охранный кольцо, 4 — основание, 5 — вспомогательные изоляторы, б — вид сверху.

измерительная пластина токоприемника соединялась с измерительным блоком. Использование фторопластового изолятора и защищенного соединения провода с измерительной пластиной обеспечило выполнение условия $R_{из} \gg R_{макс. вх}$, где $R_{из}$ — сопротивление изоляции токоприемника и подводящего провода, $R_{макс. вх}$ — максимальное значение входного сопротивления измерительного устройства.

Токосъемники. Токосъемники являются датчиками линейной плотности тока, текущего с задних кромок крыльев и хвостового оперения, при полетах в облаках, осадках и около грозовых облаков. Схема размещения токосъемников на крыльях самолета и хвостовом оперении представлена на рис. 1. Токосъемники располагались в электростатической тени. Изоляторы токосъемников привинчивались к обшивке. По условиям работы требовалось, чтобы изолятор токосъемника был высокой прочности. Поэтому изоляторы были изготовлены из стеклотекстолита. Рабочей частью токосъемника являлась металлическая пластина, укрепленная на внешнем краю изолятора. Посредством экранированного провода эта пластина соединялась с измерительным блоком. Предполагалось, что капли или струйки воды, текущие по плоскости крыла самолета при полете в водяных облаках, будут стекать по изолятору токосъемника, попадать на рабочую пластину и срываться, создавая вследствие контактных явлений полезный сигнал. Кроме того, при сильном заряде самолета появление тока через токосъемники позволяло фиксировать заряд, при котором ток короны возникал на кромках крыльев и стабилизатора. Длина рабочих пластин составляет 20 см. Пластины изготовлены из никеля.

Разрядники. Схема размещения разрядников представлена на рис. 1. Использовались стандартные разрядники, размещенные согласно штатному расписанию. Разрядники с помощью текстолитовой втулки изолировались от корпуса самолета.

Между разрядниками и текстолитовой втулкой помещалась контактная шайба, к которой припаивался провод, соединявший данную группу разрядников с измерительным блоком. Отдельные разрядники в каждой группе могли свободно сниматься. Так, один цикл опытов был проведен с полуконфлюэнтным разрядником, когда в каждой группе находилась половина разрядников, предусмотренных штатным расписанием. Во втором цикле опытов, когда машина была оборудована полным комплектом разрядников, некоторые из опытов проводились при разных количествах разрядников в разных группах крыла и стабилизатора.

Измерительный блок. Измерительный блок служит для измерения токов, текущих на токоприемники (ТП), токосъемники (ТС) и с разрядников. Измерители тока представляют собой катодные повторители, собранные по мостовой схеме на лампах 6Н1П. Катодные повторители — это трехдиапазонные усилители тока с коэффициентом усиления по току приблизительно от 10^4 до 1. Величины входных сопротивлений измерителей тока токоприемников и токосъемников составляют 10,2 и 1 Мом, 91 ком, величины входных сопротивлений измерителей тока разрядников — 91, 10,1 ком. Постоянные времени соответственно равны для измерителей тока ТП и ТС приблизительно 0,1; 0,01; 0,001 сек., для измерителей тока Р не более 0,001 сек. на всех диапазонах. Выходы измерителей тока относительно низкоомные.

При входном напряжении $\pm 1,2$ в ток на выходе достигает ± 1 ма. Все измерители тока имеют линейную шкалу с небольшими отклонениями от линейности при подаче на вход отрицательных напряжений, близких к максимальному значению (около 1 в). Токи на выходе изме-

рителей могут быть просмотрены визуально по приборам и записаны с помощью шлейфного осциллографа К12-21.

Скорость протяжки фотоленты самописца составляла 3 мм/сек. Выполненная оценка точности измерений показала, что погрешность измерений токов, текущих через входные сопротивления прибора, не превышает в любых условиях $\pm 15\%$.

Аппаратура для измерения составляющих напряженности поля атмосферы и заряда самолета. Измерения напряженности электростатического поля в свободной атмосфере и электростатического заряда самолета проводятся с помощью двух комплектов самолетных электростатических флюксометров [8].

Вертикальную составляющую напряженности поля атмосферы и собственный заряд самолета измеряют с помощью пары датчиков, расположенных сверху и снизу фюзеляжа; горизонтальные составляющие напряженности поля, направленные вдоль крыльев и вдоль фюзеляжа самолета определяют соответственно с помощью датчика, находящегося в окне по правому борту, и датчика, расположенного на коке хвостовой части. Пульты управления и блоки питания комплектов приборов размещены на столе в салоне пассажирской кабины. Запись параметров и сигналов синхронизации производится на осциллограф К12-21 со скоростью протяжки 3 мм/сек.

Измерение напряженности внешнего поля и заряда самолета прибором может осуществляться в следующих четырех диапазонах:

Диапазон	I	II	III	IV
Напряженность внешнего поля, в см	± 5	± 25	± 250	± 2500
Заряд самолета, эл.-ст. ед.	$\pm 30 \cdot 10^3$	$\pm 150 \cdot 10^3$	$\pm 1500 \cdot 10^3$	$\pm 15\,000 \cdot 10^3$

Эквивалентные входные сопротивления для этих диапазонов измерения равны 250, 50,5 и 0,5 ком соответственно.

Расчет вертикальной и горизонтальной составляющих напряженности электрического поля атмосферы и собственного заряда самолета производился по формулам, полученным в результате измерений на модели самолета [8] и уточненным в полетах.

Временная постоянная прибора на каждом диапазоне равна около 0,02 сек. Размещение датчиков показано на рис. 1.

При тарировке аппаратуры получена зависимость отклонения светового луча вибраторов осциллографа К12-21, включенных в измерительную цепь, от напряженности электростатического поля, действующего на датчики. Это поле искусственно создается между градуировочной и измерительной пластинами каждого датчика с помощью градуировочной батареи.

Погрешность при измерении составляющих напряженности поля и собственного заряда обычно не превышает 15%.

Аппаратура для измерения заряжения пробных тел. Измерение потенциалов пробных тел производилось с помощью самолетных электростатических флюксометров, включенных по схеме динамического электрометра. В этом случае измеряется напряженность поля между градуировочной и измерительной пластинами датчика, созданная зарядом, приобретенным пробным телом.

Всего на борту самолета было установлено четыре датчика пробных тел и соответственно два комплекта динамических электрометров. Каждый датчик — пробное тело размещен в электростатическом экране (рис. 3), защищающем тело от воздействия внешнего поля.

Пробные тела имеют форму шаров с $r=1,5$ см и конусов со сферическим основанием того же радиуса. Материал покрытия тел — никель, хром, палладий, золото, серебро, латунь. Кроме того, использовались тела из текстолита и винипласта. Тела конической формы устанавливались сферическим основанием навстречу воздушному потоку. Конструкция датчика допускает производить на земле смену тел.

К сопротивлению изоляции тел рассеяния предъявляются жесткие требования. Оно должно быть не меньше 10^{13} — 10^{14} ом. Для контроля изоляции в любой момент времени собрана специальная схема. Сначала на систему измерительная пластина — пробное тело подается потенциал батареи, равный 200 в. Затем отключается батарея. Оставшийся на системе пластина — пробное тело заряд будет стекать через сопротивление

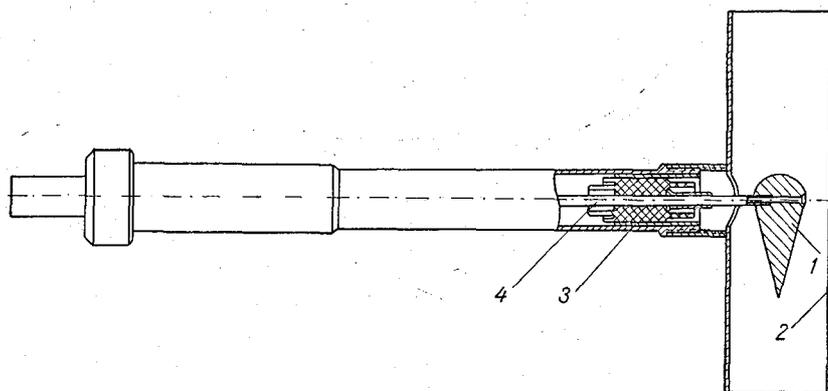


Рис. 3. Пробное тело в электростатическом экране.

1 — конусовидное пробное тело, 2 — электростатический экран, 3 — изолятор, 4 — ввод.

изоляции. По времени спада этого заряда можно судить о величине сопротивления изоляции.

Перед началом измерений оставшийся на системе заряд снимается.

Прибор имеет четыре диапазона измерений потенциала: ± 5 ; ± 25 ; ± 250 ; ± 2500 в.

Постоянная времени прибора не более 0,02 сек.

Датчики — пробные тела размещались в экранах на оконных заглушках (по два на каждой) по левому и правому бортам самолета. Рядом с ними на стойке размещалась измерительная аппаратура. Запись параметров и импульсов синхронизации велась на осциллограф К12-21 со скоростью протяжки 3 мм/сек.

Аппаратура для искусственного заряжения самолета. Аппаратура состояла из двух баллонов с углекислотой, укрепленных в специальной стойке, и двух герметичных трубопроводов для вывода углекислоты за борт самолета. Регулировка напора сбрасываемой углекислоты производилась вентилем, установленным на баллоне. Длина трубопровода, выдающегося над плоскостью фюзеляжа, составляла примерно 10 мм. Выход трубопровода был окружен металлическим козырьком в форме, приближающейся к четверти сферы диаметром 5 см. Ледяные кристаллы, образующиеся при выходе углекислоты из трубопровода, сталкиваясь с козырьком, разрушались, создавая при этом электризацию самолета.

Другая аппаратура. Самолет был оборудован радиолокатором, экран которого можно было фотографировать, и регистраторами болтанки. Производились измерения температуры и вертикальных потоков. На самолете был установлен прибор для измерения размеров и концентрации частиц осадков.

Результаты измерений

Электрический заряд самолета ТУ-104. В этом параграфе приводятся данные о фактическом заряде, который приобретал самолет ТУ-104 в облаках различного вида. Материалы были получены в 1961—1966 гг. преимущественно в полетах в средних широтах территории СССР. Приводимые сведения вместе с данными о кулон-амперных характеристиках разрядников позволяют с известным приближением получить сведения о токах, заряжающих самолет в различных метеорологических условиях.

Аналогично способу представления данных в статистике радиопомех данные о заряде самолета приводятся в виде графиков, характеризующих процент времени полета самолета в облаках, в течение которого величина заряда превышает определенный уровень Q_i . Графики (рис. 4) построены по результатам обработки первичных осциллограмм с шагом 1 сек. При построении графиков учитывалось абсолютное значение заряда, знак заряда не принимался во внимание. Следует заметить, что самолет при полетах в облаках заряжался преимущественно отрицательным зарядом. Почти исключительно отрицательное зарядение отмечалось в облаках вида C_i и C_s и в той части других облаков, где содержатся в основном ледяные частицы. Вопрос о знаке заряда самолета в связи со структурой облаков представляет самостоятельный интерес.

Наиболее мощное зарядение наблюдалось в облаках вида C_b , даже при полетах по периферии облаков. По проценту времени, в течение которого наблюдалось коронирование разрядников, данные по C_b , N_s и A_s примерно совпадают, но вероятность приобретения больших потенциалов в облаках типа C_b значительно больше.

Ток, заряжающий самолет ТУ-104, обусловлен в основном контактом атмосферных частиц с поверхностью самолета. В общем случае работа двигателя может вызвать, с одной стороны, зарядение самолета за счет трения частиц несгоревшего топлива об элементы выхлопного устройства, с другой стороны, разрядение за счет проводимости выхлопных газов. В самолете ТУ-104 работа двигателя не приводила к сколько-нибудь заметному зарядению самолета и сводилась, таким образом, к разрядению самолета. При полете в ясном небе, когда больших электрических полей не наблюдалось, заряд самолета был меньше 10^4 эл.-ст. ед.

Измерения токов через разрядники. С помощью созданной аппаратуры произведены сравнительные измерения токов, текущих через разные группы разрядников, установленных на самолете, и через отдельные разрядники. Получены отдельные и обобщенные кулон-амперные характеристики разрядников. Осредненная обобщенная кулон-амперная характеристика разрядников самолета ТУ-104 представлена на рис. 5. Обращают на себя внимание две особенности характеристики — участок линейной зависимости между зарядом самолета (а следовательно, и его потенциалом) и суммарным током через все разрядники и участок «насыщения», начинающийся в диапазоне зарядов самолета

примерно $1500 \cdot 10^3$ эл.-ст. ед. Если появление линейного участка у характеристики вполне объяснимо, так как подобные характеристики наблюдались в опытах с обдуваемым разрядом с острий, то появление участка «насыщения» явилось неожиданностью. Предстоит исследовать, какие особенности конструкции элементов разрядников и их установки или условий проведения измерений могли привести к изменению обычно наблюдающихся зависимостей токов разряда с острий от напряжения.

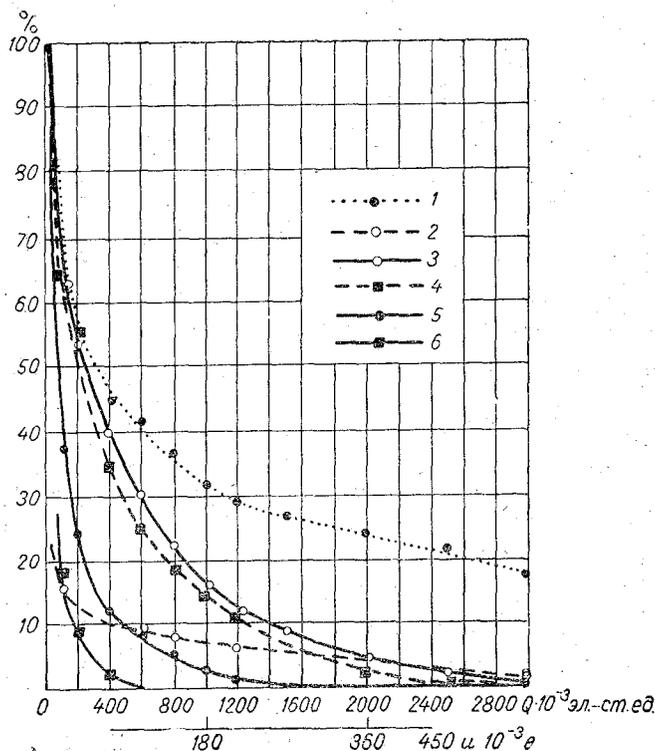


Рис. 4. Заряжение самолета ТУ-104 в различных метеорологических условиях.

1 — Св (верхняя часть облаков). Общая длительность полета $t=1100$ сек., скорость полета $v=600-800$ км/час., высота полета $h=5-10$ км; 2 — Си cong. $t=2300$ сек. $v=500-600$ км/час; 3 — Ns $t=2700$ сек., $v=500-700$ км/час, $h=1-7$ км; 4 — As, $t=2500$ сек., $v=560-630$ км/час, $h=4-5$ км; 5 — Ci, Cs, $t=5500$ сек., $v=650-850$ км/час, $h=7-12$ км; 6 — St, Sc, $t=3400$ сек., $v=400-500$ км/час, $h=1-2$ км.

Измерение токов на токоприемники и пробные тела. Непосредственные измерения тока на токоприемники и пробные тела показали, что плотность тока, заряжающего самолет, на два-три порядка больше плотности тока, который мог бы создаваться захватом объемных зарядов облаков. В некоторых случаях при полетах в грозовых облаках плотность тока на токоприемники доходила до 10^{-7} а/см². При полетах в облаках других типов плотность тока составляла $10^{-10}-10^{-8}$ а/см².

Была отмечена зависимость величин плотности тока и потенциалов пробных тел от материала покрытия. Эта зависимость проявлялась несмотря на то, что данные о плотности токов на тела и токоприемники

с однородным покрытием имеют довольно большой разброс, обусловленный, по-видимому, неоднородностью и загрязненностью поверхностей. Наблюдалось даже изменение знака потенциала пробного тела при изменении материала поверхности. Указанные особенности измерений не могут быть объяснены в настоящее время никаким механизмом заряжения, кроме трибоэлектрического, связанного с контактной разностью потенциалов. Поэтому более детально в количественной форме данные о заряжении пробных тел и результаты измерения токов на токоприемники должны рассматриваться именно в этом свете. Итоги более подробного рассмотрения будут опубликованы в других работах в ближайшее время.

Измерения токов на токосъемники. Как правило, заметного электрического тока через токосъемники не отмечалось. Во всяком случае он был меньше 10^{-10} а/см длины пластин токосъемников. Создается впечатление, что при полете самолета в облаках не грозовых форм ток с задних кромок крыльев и оперения не должен играть существенной роли в балансе токов на самолет. Однако был случай, когда ток через задние пластины достиг значительной величины. Это произошло во время полета через фронтальную грозу. Водность облаков (по визуальным оценкам) и электрический заряд самолета были тогда велики.

Измерения тока через струю двигателя. Результаты измерения изменения величины заряда самолета во время проведения опытов с заряжением самолета углекислотой при выпуске ее из баллонов под давлением позволили рассчитать эффективное сопротивление разрядки самолета струей двигателя на разных высотах. Эти результаты были сравнены с результатами расчета эффективного сопротивления разрядки через разрядники. Оказалось, что при заряде самолета около 10^6 эл.-ст. ед. разрядники примерно в два раза эффективнее струи двигателя в отношении разрядки самолета. Ниже этого значения заряда относительная эффективность струи повышается, а выше — понижается.

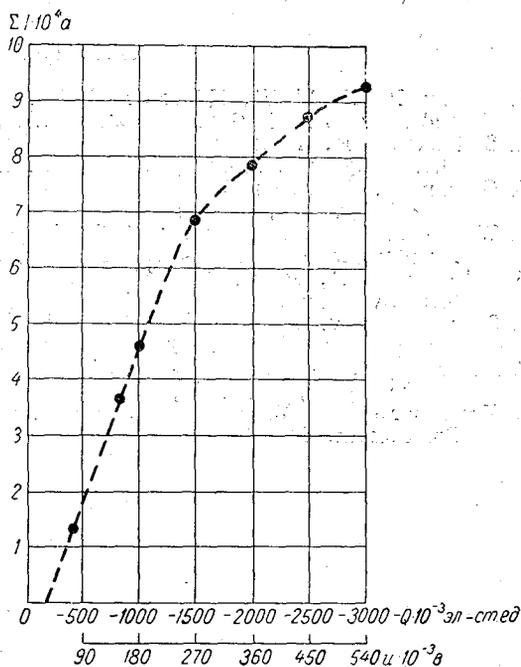


Рис. 5. Суммарная кулон-амперная характеристика разрядников самолета.

Заключение

Приведенные далеко не полные результаты измерений достаточно хорошо иллюстрируют богатые возможности разработанных методов и аппаратуры в деле исследования различных аспектов электризации самолетов, начиная от технических вопросов испытания разрядных

устройств, кончая физическими исследованиями. Некоторые из публикуемых данных, связанные с конкретными конструкциями самолета, двигателей и разрядных устройств, имеют безусловно частный характер, но разработанные методы и аппаратура имеют более общее значение в постановке работ по изучению электризации самолетов.

Авторы благодарят командиров самолетов В. В. Кузьменко, В. Н. Кляуса, А. А. Крестенко, В. Д. Попова за совершенное выполнение полетов, сотрудников Л. Б. Александровича, В. И. Викорука, Н. Т. Маркчева, Ю. Ф. Пономарева, Г. И. Чещенко, Ю. А. Шестакова за помощь в монтаже аппаратуры и участие в измерениях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Gunn R., Hall W., Kinzer G. The precipitation-static interference problem and methods for its investigation. Proc. IRE, vol. 34, p. 156, 1946.
2. Stimmel R., Rogers E., Waterfall F., Gunn R. Electrification of aircraft flying in precipitation areas. Proc. IRE, vol. 34, p. 167, 1946.
3. Gunn R., Parker J. The high-voltage characteristics of aircraft in flight. Proc. IRE, vol. 34, p. 241, 1946.
4. Waddel R. C., Drutowski R. C., Blatt W. N. Aircraft instrumentation for precipitation-static research. Proc. IRE, vol. 34, p. 161, 1946.
5. Edwards R., Brock G. Meteorological aspects of precipitation static. J. Meteorol., vol. 2, p. 205, 1946.
6. Schaefer V. J. Properties of particles of snow and the electrical effects they produce in storms. Trans. Amer. Geoph. Union, vol. 28, p. 587, 1947.
7. Ferrary G. A. Cariche e scariche elettriche sugli aeroplani in volo. L'Elettrotecnica, vol. 47, N 7, p. 499, 1960.
8. Имянитов И. М. Приборы и методы для изучения электричества атмосферы Гостехиздат, М., 1957.

И. М. ИМЯНИТОВ, Е. В. ЧУБАРИНА

ЗАРЯЖЕНИЕ САМОЛЕТА ЛИ-2 В ОБЛАКАХ СЛОИСТЫХ ФОРМ

Величина электрического заряда, приобретаемого самолетом, зависит, помимо характеристик самолета, режима работы его двигателей и скорости полета, от свойств той среды, в которой летит самолет.

Облака различных форм с различным агрегатным состоянием, облака и осадки с различными концентрациями и размерами частиц, метели, пылевые облака и дымка, встречаемые на пути самолета, заряжают самолет по-разному, даже если скорость его полета и режим работы его двигателей остаются постоянными.

Для оценки эффективности разряжающих самолет устройств, выявления необходимости их усовершенствования, оценки вероятности поражения молниями, прогнозирования уровня радиопомех на проектируемых самолетах необходимо знать величины зарядов, приобретаемых самолетами при тех или иных метеорологических условиях.

В то же время в литературе недостаточно полно освещен вопрос о связи заряда самолета с метеорологическими условиями в зоне его полета.

В Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова в течение ряда лет производились измерения заряжения самолетов ЛИ-2 при полетах в облаках различных видов. Полеты производились в трех пунктах Советского Союза: Ленинграде, Киеве, Ташкенте. Зондирование во всех пунктах наблюдений производилось в одинаковых режимах полета. Полученные материалы зондирований за ряд лет по большому числу облаков позволили составить относительно полную сводку данных о заряжении самолетов в большинстве видов облаков. Заряжение самолетов измерялось с помощью электростатических флюксометров [1]. При обработке осциллограмм полетов проводилось осреднение данных о зарядах каждого 100-метрового слоя облака [1]. Анализу полученных материалов посвящена настоящая статья.

Заряжение самолета в облаках различных видов

Величина заряда, приобретаемого самолетом при полете в облаках разных видов, неодинакова. В табл. 1 приведены средние величины таких зарядов для трех пунктов измерения.

При подсчете средних величин зарядов, приводимых в табл. 1, 3—5, учитывались лишь абсолютные значения зарядов. Из табл. 1 видно, что средняя величина заряда самолета в облаках, дающих осадки,

Таблица 1

Средние заряды самолета ЛИ-2 в облаках разных видов (тыс. эл.-ст. ед.) 1958—1965 гг.

Пункт	St	Sc	Ac	As	Ns
Ленинград	15/100	20/334	25/172	50/146	65/136
Киев	18/73	—	35/48	90/76	80/73
Ташкент	14/34	35/82	60/81	200/87	250/69

Примечание. Здесь и во всех последующих таблицах в знаменателе количество исследованных облаков.

больше, чем в облаках без осадков. Но даже при полете самолета в облаках одного и того же вида самолет заряжается неодинаково в разных облаках и частях одного и того же облака.

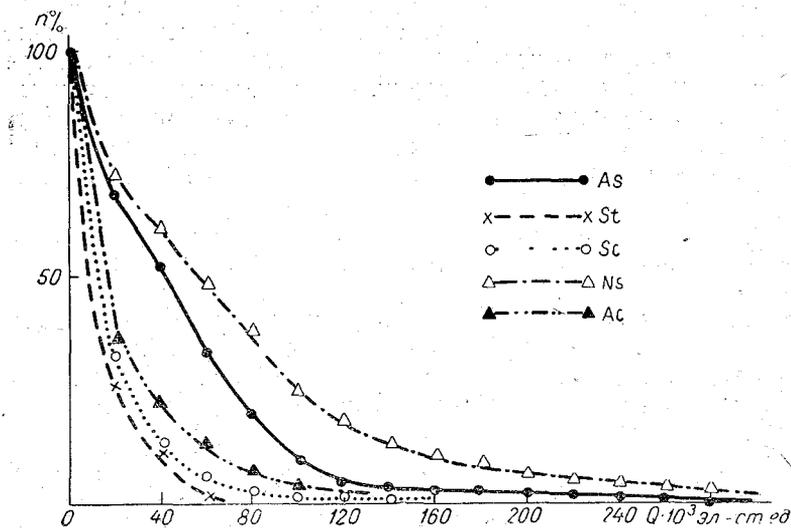


Рис. 1. Кривые накопленной вероятности приобретения самолетом заряда больше данной величины. (По абсолютному значению.)

В табл. 2 приведены сведения о распределении величины заряда самолета в облаках и в ясную погоду. В ясную погоду зарядка самолета различно на разных высотах. В нижних слоях атмосферы средняя величина заряда самолета приблизительно $5 \cdot 10^3$ эл.-ст. ед. (по абсолютной величине), выше 2 км средний заряд самолета около $2 \cdot 10^3$ эл.-ст. ед. В ясную погоду величина заряда по абсолютной величине не превосходит, как правило, $20 \cdot 10^3$ эл.-ст. ед. (первый интервал принятого нами в табл. 2 деления). Приведенные в таблице величины зарядов самолета в ясную погоду около $(40 \div 50) \cdot 10^3$ эл.-ст. ед. надо отнести за счет полета самолета в кристаллах, аэрозольных слоях и т. п., не отмеченных наблюдателем.

Из табл. 2 видно, что спектр зарядов самолета для облаков, дающих осадки, очень «растянут» и не имеет четко выраженного максимума.

Таблица 2

Распределение средних значений заряда самолета ЛИ-2 в облаках разных видов (Ленинград, 1960—1965 гг.)

вид облака	повго- ряемость	Q тыс. эд.-ст. ед.															1-20	21-40	41-60	61-80	81-100	>100			
		менее -280	-280, -261	-260, -241	-240, -221	-220, -201	-200, -181	-180, -161	-160, -141	-140, -121	-120, -101	-100, -81	-80, -61	-60, -41	-40, -21	-20, -0									
Ясная погода	Число слу- чаев																9174	691	174						
	Процент																	52,4	4,0	1,0					
St	Число слу- чаев																	194	17	22					
	Процент																	12,7	4,6	3,3					
Sc	Число слу- чаев				2	2	6	6	3	10	11	19	44	95	221	771	475	109	63						
	Процент				0,1	0,1	0,3	0,3	0,2	0,5	0,6	1,0	2,4	5,2	12,1	42,2	25,9	5,9	3,4						
Ac	Число слу- чаев							7	2	11	22	41	74	86	119	423	325	42	20						
	Процент							0,6	0,2	0,9	1,9	3,5	6,4	7,3	10,1	36,0	27,7	3,7	1,7						
As	Число слу- чаев	25	9	4	16	9	11	17	36	81	205	297	244	221	425	236	94	144							
	Процент	1	0,4	0,2	0,7	0,4	0,4	0,5	0,8	1,7	4,0	9,9	14,2	11,8	20,3	11,3	4,5	7,0							
Ns	Число слу- чаев	113	45	30	64	36	117	75	122	230	289	521	431	388	812	345	155	109	93	54	83				
	Процент	2,5	1	0,7	1,4	0,8	2,6	1,7	2,7	5,1	6,5	11,7	8,5	9,6	18,1	7,7	3,5	2,4	2,1	1,2	1,8				

Примечание. Число случаев — это число осредненных на 100 м значений заряда самолета, полученного при обработке материалов полетов.

Спектр зарядов самолета в St, Sc, Ac по сравнению со спектром в ясную погоду сдвинут в сторону отрицательных зарядов, и вероятность заряжения самолета зарядом, большим $20 \cdot 10^3$ эл.-ст. ед., значительно возрастает. Из таблицы видно, что во всех облаках самолет в 70—80% случаев заряжается отрицательно, а в 20—30% случаев — положительно. Пока трудно сказать, с чем связана перемена знака заряда на самолете в облаке, но, как будет показано ниже, знак заряда, которым заря-

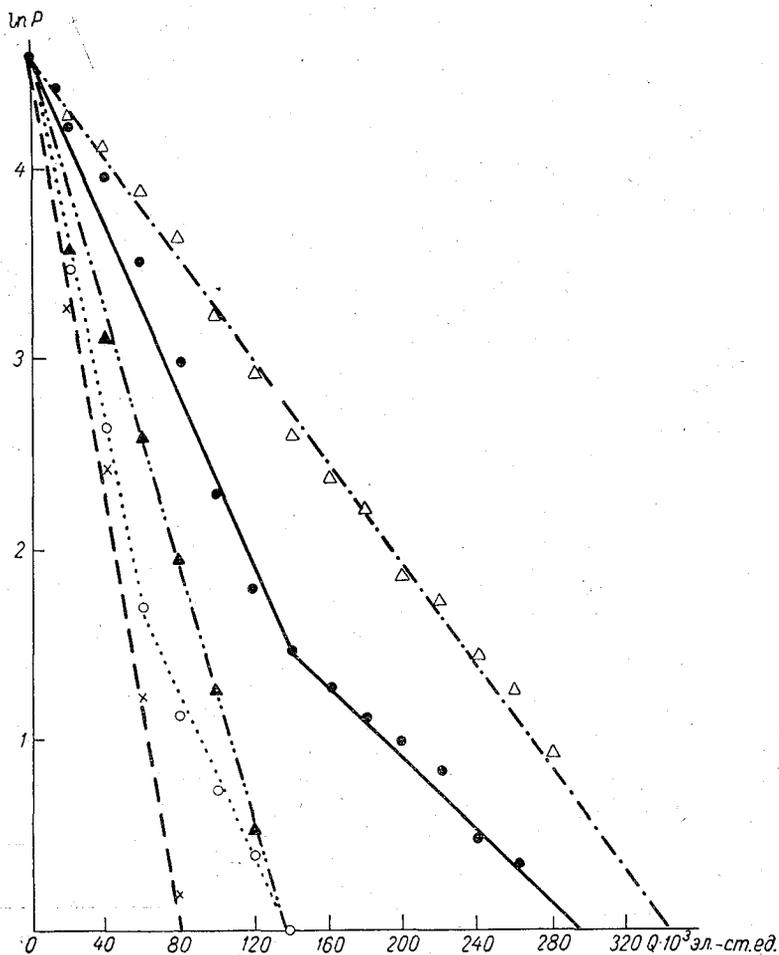


Рис. 2. Накопленная вероятность приобретения самолетом заряда выше данного уровня, представленная в полулогарифмических координатах.

Усл. обозн. см. рис. 1.

жается самолет, не связан со знаком избыточного объемного заряда в облаке. Для оценки того, насколько вероятны те или иные значения зарядов в облаках определенного вида, удобно пользоваться значениями накопленной вероятности. На рис. 1 представлены кривые вероятности приобретения самолетом заряда больше данной величины в облаках различных форм, построенные на основании данных табл. 2.

На рис. 2 представлены те же кривые, перестроенные в полулогарифмическом масштабе. Видно, что накопленная вероятность P в этой шкале в большинстве случаев хорошо выражается уравнением

$$\ln P = \ln P_0 - aQ.$$

Чем больше вероятность больших зарядов, тем меньше коэффициент a . Величина $1/a$ характеризует дисперсию кривой вероятности. По графикам рис. 1 и 2 удобно находить вероятность встречи заряда больше данной величины. Полученная линейная зависимость между логарифмом вероятности встречи заряда больше данной величины и зарядом самолета позволяет весьма полно характеризовать величиной коэффициента a условия заряжения самолета в облаках. Изломы кривых вероятности, наблюдаемые для слоисто-кучевых и высоко-слоистых облаков при больших значениях зарядов, могут быть связаны с появлением в этих облаках частиц осадков и соответственно созданием условий заряжения, характерных для крупных частиц. Косвенным подтверждением этого предположения является то обстоятельство, что точки кривых накопленной вероятности после изломов опять укладываются на прямую линию. Кроме того, наклон кривых на участке излома близок к наклону кривых для слоисто-дождевых облаков, т. е. облаков, безусловно дающих осадки. Из кривых рис. 2 видно, что данное объяснение причины излома кривых накопленной вероятности является справедливым, если около 5—6% высоко-слоистых и слоисто-кучевых облаков несут частицы осадков.

То обстоятельство, что вероятность заряжения самолета выражается линейной связью логарифма вероятности и заряда можно использовать для сравнения заряжаемости разных типов самолетов. Возможно, что данные о заряжении самолета ЛИ-2, полученные в разных облаках, могут быть пересчитаны для других типов самолетов с помощью небольшого числа измерений заряда самолета другого типа при полетах в соответствующих видах облаков.

Влияние географической широты, сезона и толщины облака на заряжение самолетов

Из табл. 1 отчетливо видно, что по мере смещения к югу величина заряда, приобретаемого самолетом в облаках данного вида, возрастает. Это связано с изменением свойств облаков по мере смещения к югу.

В монографии [1] указывалось, что по мере смещения к югу облака становятся более электрически активными. Надо отметить, что в ясную погоду средняя величина заряда самолета не меняется с широтой.

В каждом данном пункте наблюдения величины зарядов, приобретаемых самолетом, возрастают с увеличением толщины облака (табл. 3). Связь электрического состояния облака и величины заряжения самолета в нем с толщиной облака осуществляется, по всей вероятности, через изменение водности и структуры облака.

В табл. 4 представлены величины средних значений заряда самолетов в различные сезоны для трех пунктов.

Над Ленинградом и Киевом величина заряжения самолетов в летних облаках, как правило, больше, чем в зимних. Для Ташкента картина получается обратной, но надо отметить, что летом в Ташкенте облака вообще редки и не достигают такого развития, как зимой, поэтому для этого пункта сезонные изменения не идентичны таким изменениям в Ленинграде и Киеве.

Таблица 3

Зависимость средней величины заряда самолета
(тыс. эл.-ст. ед.) от толщины облака (1958—1965 гг.)

Вид облака	Пункт	Толщина облака, м			
		0—200	200—500	500—1000	> 1000
St	Ленинград	14/12	11/52	18/26	30/10
	Киев	14/8	13/40	26/22	42/3
	Ташкент	2/1	8/24	29/7	40/2
Sc	Ленинград	13/27	16/167	20/104	28/36
	Ташкент	13/11	18/45	54/21	136/5
Ac	Ленинград	17/23	17/81	28/42	37/26
	Киев	30/9	30/27	50/12	—
	Ташкент	42/24	49/35	66/18	183/4

Вид облака	Пункт	Толщина облака, м						
		0—500	500—1000	1000—2000	2000—3000	3000—4000	4000—5000	> 5000
As	Ленинград	24/36	58/29	60/41	55/26	74/14	—	—
	Киев	77/52	86/8	102/10	209/5	311/1	—	—
	Ташкент	127/29	181/25	238/24	360/7	300/2	—	—
Ns	Ленинград	19/3	28/11	50/23	57/28	74/24	68/27	87/20
	Киев	15/2	40/16	46/22	90/10	95/8	167/9	140/6
	Ташкент	133/11	170/16	160/22	380/15	360/3	—	462/2

Таблица 4

Влияние сезона на величину среднего заряда самолета (тыс. эл.-ст. ед.) 1958—1965 гг.)

Вид облака	Ленинград		Киев		Ташкент	
	лето	зима	лето	зима	лето	зима
St	7/11	16/65	35/3	15/51	—	15/35
Sc	24/70	18/140	—	—	—	33/81
Ac	22/87	25/35	32/25	28/17	27/11	77/70
As	62/41	36/63	80/39	50/37	124/3	225/84
Ns	69/30	56/73	80/9	70/36	—	250/69

Рост величины заряда самолета с уменьшением широты расположения пункта и увеличением толщины облаков в данном пункте связан, по всей вероятности, с соответствующим возрастанием в облаках влажности и размеров капель.

Влияние сезона на величину заряжения самолета в облаках может быть обусловлено двумя факторами, действующими в противоположных направлениях. С одной стороны, зимой уменьшается водность облаков, что способствует уменьшению заряжения самолета. С другой стороны, зимой возрастает вероятность появления твердых частиц в облаках,

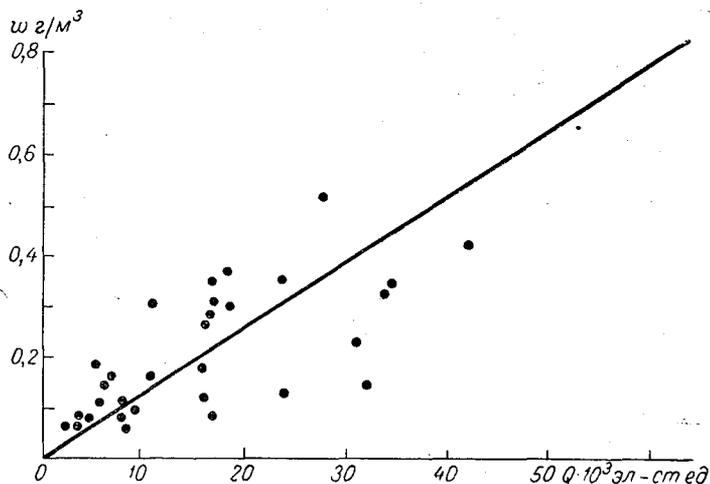


Рис. 3. Зависимость величины заряда самолета (ЛИ-2) от водности облака, в котором он пролетает (17/XII 1964 г., 10 час., Sc).

а электризация самолета в кристаллических облаках идет более интенсивно, чем в водяных (см. табл. 5). По нашим наблюдениям величина заряжения самолета ЛИ-2 при полете в снеге достигает $(500 \div 600) \cdot 10^3$ эл.-ст. ед. Степень воздействия каждого из указанных факторов различна для различных широт и облаков разных ярусов.

Поэтому зависимость средней величины заряда самолета от сезона носит сложный характер. Тот факт, что средняя величина заряда для большинства облаков над Ленинградом и Киевом зимой меньше, чем летом, указывает на то, что на этой широте первый из указанных факторов — уменьшение водности — действует сильнее, чем возрастание вероятности появления облаков с частицами в твердой фазе. Для оценки влияния водности облаков на величину заряжения самолета ЛИ-2 во время некоторых его полетов проводились измерения водности облаков прибором В. А. Зайцева [2]. Взятия проб водности синхронизировались с соответствующими участками осциллограммы, на которой записывается величина заряда самолета. Пример связи величины заряда с водностью представлен на рис. 3 и 4. На последнем рисунке приведена

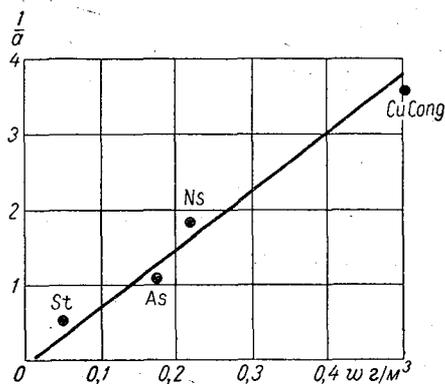


Рис. 4. Связь дисперсии $\frac{1}{Q}$ (в относительных единицах) вероятности заряжения самолета в разных облаках с их средней водностью.

зависимость дисперсии вероятности заряжения самолета в облаках различного вида от средней водности облаков. Данные о водности взяты из [3]. Видна общая тенденция увеличения заряжения самолета с ростом водности облака. Однако в отдельных измерениях (рис. 3) эта связь проявляется весьма слабо. Если рассмотреть особенности заря-

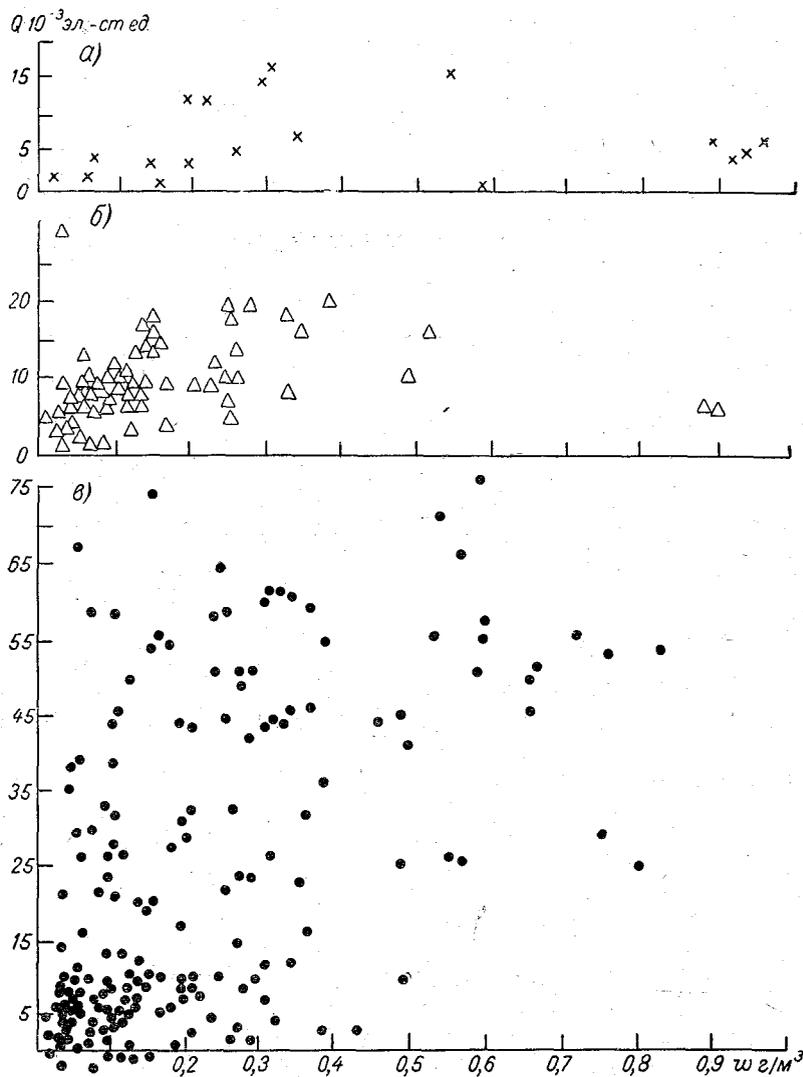


Рис. 5. Зависимость заряжения самолета от водности облаков типа Sc.
 а — крупные капли, б — средние капли, в — мелкие капли.

жения самолета в мелкокапельных облаках, облаках с каплями средних размеров и крупнокапельных облаках (разделение производилось по данным микрофотографирования), оказывается, что при одной и той же водности наибольшее заряжение отмечается в мелкокапельных облаках (рис. 5). Приведенные результаты позволяют думать, что связь заряжения самолета с водностью облаков является непостоянной.

Возможны два основных процесса заряжения самолета при контакте его с облачными каплями. Во-первых, капли облака могут, ударяясь о самолет, отскакивать от него, передавая самолету соответствующий заряд. Во-вторых, капли воды, ударяясь о самолет, могут смачивать его поверхность, и затем уже воздушный поток будет срывать образующуюся водяную пленку. В первом случае связь величины заряда самолета с водностью может быть весьма неопределенной, так как заряжение будет определяться видом спектра капель. Во втором случае заряжение самолета будет определяться водностью облака и мало зависеть от спектра капель. Спектральный состав капель сказывается на количестве поступающей на самолет воды только благодаря различным коэффициентам захвата самолетом капель разных размеров, вследствие чего водность, поступающей на самолет облачной массы, будет составлять только некоторую долю общей водности облака. Оба процесса отрыва капель от самолета могут существовать одновременно, но отчетливо доминирующий может проявиться в характере связи заряда самолета с водностью облаков. При этом, разумеется, в зависимости от скорости самолета может доминировать либо один, либо другой процесс отрыва.

Весьма слабая корреляция заряда самолета с водностью мелкодисперсных облаков позволяет сделать вывод, что заряжение самолета в таких облаках в основном создается частицами, ударяющимися о его поверхность и тут же отскакивающими от нее.

Влияние строения облаков на электризацию самолетов.

Связь электризации самолета с его обледенением -

Зависимость электризации самолета от фазового состояния облака представлена в табл. 5, из которой видно, что в капельных облаках самолеты заряжаются слабее, чем в облаках смешанных и кристаллических (кристаллическими облаками мы считали облака, дающие осадки в виде снега).

Таблица 5

Зависимость величины заряда (тыс. эл.-ст. ед.) самолета от агрегатного состояния облака (по виду выпадающих осадков)

Вид облака	Ленинград			Киев			Ташкент		
	капельные	кристаллические	смешанные	капельные	кристаллические	смешанные	капельные	кристаллические	смешанные
Sc	17/253	48/5	26/43	—	—	—	24/2	75/13	98/2
Ac	20/106	38/7	28/41	—	—	—	—	93/33	—
Ns	50/56	76/49	80/68	72/8	177/6	85/12	61/2	265/40	360/13
As	33/34	52/75	60/49	—	—	—	—	377/62	—

Для выявления влияния температуры в облаках на величину заряда самолета были построены графики зависимости заряда самолета от относительной высоты D/D_0 , причем за единичные интервалы (D_0) брались участки от земли до нижней границы облаков, от нижней границы

облаков до уровня изотермы 0° , от изотермы 0° до изотермы -10° , от изотермы -10° до верхней границы облака и от верхней границы облака до максимальной высоты зондирования.

На рис. 6 представлена зависимость заряда самолета от высоты в слоисто-дождевых облаках для всех пунктов зондирования. Графики указывают, что наибольшее зарядание самолета происходит на высотах, где температура отрицательная. В Ташкенте область наибольшей зарядаемости сосредоточена между изотермами 0 , -10° , в Ленинграде и Киеве эта область распространена до больших высот.

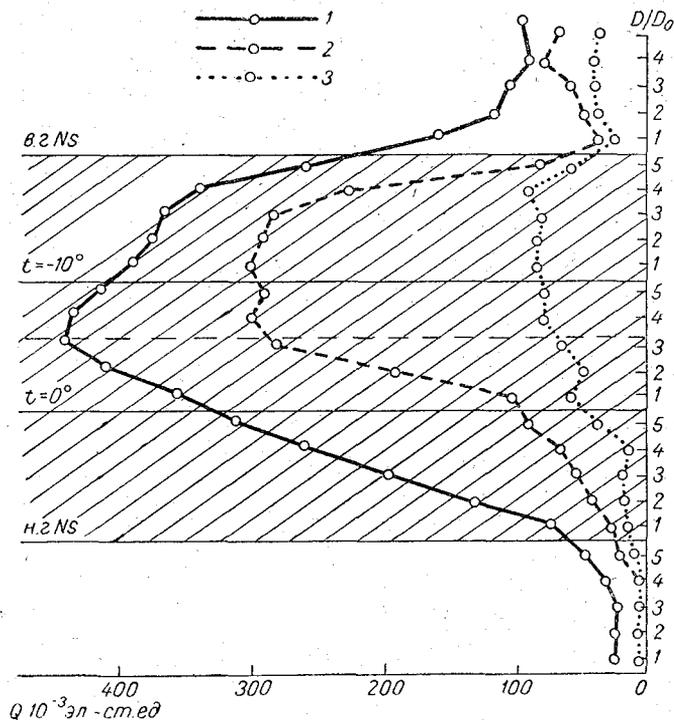


Рис. 6. Зарядание самолета в слоисто-дождевых облаках, простирающихся выше изотермы -10°C . (С учетом знака заряда.)

1 — 10 облаков, Ташкент 1960—1961 г., 2 — 7 облаков, Киев 1960—1962 г., 3 — 18 облаков, Ленинград 1960—1962 г.

На рисунке пунктирной линией представлен уровень разделения зарядов в среднем облаке. До пунктирной линии суммарный избыточный заряд в облаке был отрицательным, выше располагался положительный объемный заряд. (Более подробно о зарядах см. в [1]). Зарядание же самолета во всем облаке отрицательное. Увеличение зарядания выше нулевой изотермы может быть приписано одному из следующих трех факторов: появлению на этих высотах ледяных частиц, сильному электризирующему действию мокрого снега и, наконец, что на этих высотах электризация может происходить на обледеневшем самолете, свойства поверхности которого изменились за счет появления ледяной корки.

Для выяснения роли обледенения в зарядании самолета было проведено сопоставление величин зарядов самолета в облаках, в которых

отмечалось обледенение самолета (70 случаев), и в облаках, в которых оно отсутствовало (40 случаев). Из рис. 7 видно, что в облаках, где отмечалось обледенение, заряд самолета был больше. (Рассматривались облака любых типов с наличием жидкой фазы.) На увеличение заряжения тела при его обледенении указывали опыты многих авторов. Небольшой обзор работ по этому вопросу имеется в [3]. Остается невыясненным вопрос, способствует ли обледенение увеличению заряжения самолета за счет эффектов электризации, связанных с отрывом капель от ледяной поверхности, или заряжение самолета, возникающее в зоне облаков, где существует мокрый снег, помогает появлению обледенения за счет электрических сил, способствующих растеканию капель при ударе о поверхность заряжаемого самолета. Решение этого вопроса требует проведения дополнительных экспериментов. В пользу первого предположения говорит то, правда косвенное обстоятельство, что в области изотерм, $0, -10^\circ$ происходит наиболее интенсивная электризация частиц облаков и осадков [1]; по данным НАСА область поражения молниями самолета сосредоточена в основном в области изотерм $0, -10^\circ$.

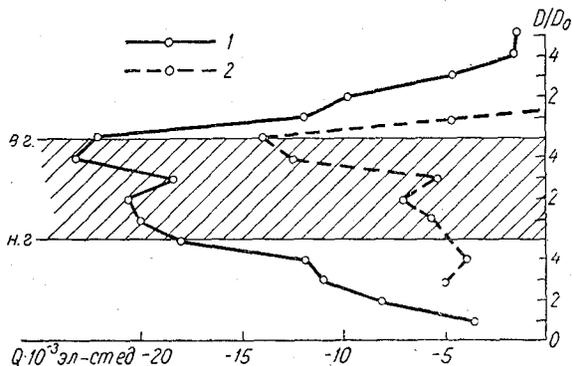


Рис. 7. Заряжение самолета в облаках, где происходит обледенение (1) и где обледенение отсутствует (2). (С учетом знака заряда.)

по данным НАСА область поражения молниями самолета сосредоточена в основном в области изотерм $0, -10^\circ$.

ЛИТЕРАТУРА

1. Имянитов И. М., Чубарина Е. В. Электричество свободной атмосферы. Гидрометеиздат, Л., 1965.
2. Зайцев В. А., Ледохович А. А. Приборы и методика исследования облаков с самолета. Гидрометеиздат, Л., 1960.
3. Мейсон Б. Д. Физика облаков. Гидрометеиздат, Л., 1961.

ГРОЗОВЫЕ РАЗРЯДЫ И ИХ КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА В НЕКОТОРЫХ ГОРНЫХ РАЙОНАХ ПРОЕКТИРОВАНИЯ ТРАСС ЛЭП НУРЕКСКАЯ ГЭС — ТАШКЕНТ

Выбор систем грозозащитных устройств должен базироваться на оценке вероятности молнии в данном районе и на ее возможных электрических характеристиках. Некоторые сведения о грозовых разрядах могут быть получены по визуальным наблюдениям. При этом приблизительно можно оценить количественное соотношение между типами разрядов облако — облако и облако — земля.

Нами рассматриваются результаты визуальных наблюдений за молниями, проводившихся в грозовые сезоны 1963—1965 гг. в районах долины и горного перевала преимущественно во время экспедиционных выездов. Отмечались моменты появления молнии и соответствующего ей грома, тип молнии; подсчитывалось количество молний в определенные интервалы времени, причем для полноты регистрации, как рекомендовано в [1], учитывались все случаи слышимости грома при невидимых разрядах; определялось направление и скорость ветра при грозе.

Разделение разрядов на типы облако — облако и облако — земля сопряжено с рядом трудностей. В частности, тангенциально направленные разряды молнии на расстояниях более 2—3 км от наблюдателя довольно часто могут быть отнесены к разрядам на землю, а при прохождении грозы над пунктом наблюдения разряды на землю могут остаться не замеченными из-за ограниченности поля зрения наблюдателя. Полученные нами результаты приводятся в табл. 1.

Приведенные данные для перевала близки к полученным для горного района Кавказа, где на разряды типа облако — земля приходится менее 7% общего числа разрядов [2]; в других районах (см., например, [3, 4]) отмечался больший процент разрядов на землю.

Наблюдения показали, что число грозовых разрядов не является пропорциональным числу гроз и их продолжительности.

Интенсивность грозовых разрядов существенным образом зависит от орографических условий. Так было замечено, что при приближении гроз к горному перевалу с запада или с юго-запада (со стороны долин) количество видимых разрядов молнии несколько увеличивается. На это обстоятельство указывают и другие авторы, например Демнев [5].

Таблица 1
Повторяемость (в процентах от числа разрядов) типов грозных разрядов по месяцам за 1963—1965 гг.

Месяц	Перевал		Долина	
	облако—земля	облако—облако	облако—земля	облако—облако
II	0	100	—	—
III	0	0	5	95
IV	15	85	0	100
V	12	88	8	92
VI	7	93	—	—
II—VI	11	89	2	93

Наблюдения показали, что число грозных разрядов за один грозный день изменяется по месяцам (табл. 2).

Таблица 2
Количество разрядов молнии за один грозный день по месяцам за период 1963—1965 гг.

Район наблюдения	Тип разряда	II	III	IV	V	VI	II—VI
		Перевал	Облако—земля	0	—	4	2
	Облако—облако	2	—	25	18	64	28
Долина	Облако—земля	—	2	0	1	—	1
	Облако—облако	—	31	47	26	—	32

Однако судить о закономерностях годового хода числа по приведенным данным не представляется возможным.

Ниже приводится табл. 3 (грозопоражаемость) [6] по месяцам и за год. При подсчете исходили из того, что наблюдатель видел молнии и слышал гром в радиусе 10 км [1, 6].

Таблица 3
Грозопоражаемость на 1 км² за один грозный день по месяцам

Район наблюдения	Высота над уровнем моря, м	II	III	IV	V	VI	В среднем за II—VI
		Перевал	1800	0	0	0,013	
Долина	800	—	0,006	0	0,003	—	0,003

Полученные значения ниже средней величины грозопоражаемости для территории СССР, приведенной в [6] и приблизительно равной 0,06. Грозопоражаемость на перевале примерно равна полученной для

Число грозных разрядов по результатам инструментальных наблюдений
за 1965—1966 гг.

	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	Сумма разрядов за год (тыс.)	На 100 км. кв. (тыс.)	На землю на 100 км. кв.
За месяц	8816	6437	47	41	0	0	0	8	367	2534	3543	1987	23,8	7,6	150
За один грозовой день	980	3218	24	20	0	0	0	4	22	148	506	497	—	—	2,5
За одну грозу	882	3218	8	8	0	0	0	4	10	56	253	246	—	—	—
Ст. Шахринау (долина)															
За месяц	—	360	104	0	0	0	24	715	6257	4048	129	2425	14,1	4,7	520
За один грозовой день	—	90	34	0	0	0	12	238	569	289	26	808	—	—	13
За одну грозу	—	36	21	0	0	0	12	238	447	168	22	808	—	—	—
Перевал															

горных районов Армении. В долине величина грозопоражаемости очень низка и близка к величине, полученной для Араратской долины (923 м над ур. м.).

Так как визуальные наблюдения дают приближенную оценку интенсивности гроз, то в 1965 г. на горном перевале и в долине (ст. Шахринау) таджикским научно-исследовательским отделом энергетики в сотрудничестве с отделом атмосферного электричества ГГО были организованы инструментальные наблюдения за количеством грозových разрядов с помощью приборов ПРГ-1м [7], приборы имели эффективный радиус действия 10 км. В табл. 4 приведены материалы наблюдений, полученные с помощью этих приборов на ст. Шахринау за период с августа 1965 г. по июль 1966 г. и на перевале — с сентября 1965 г. по июль 1966 г.

По данным инструментальных наблюдений средние значения грозопоражаемости больше, чем по визуальным данным. Следует однако отметить, что инструментальные и визуальные данные относились к разным периодам наблюдений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вильчур Л. М. Грозопоражаемость в Армянской ССР. Докл. АН АрмССР, т. 9, № 4, 1948, 157.
2. Тиходеев Н. И. О некоторых закономерностях грозовой деятельности. Труды ЛПИ, № 1, 1954.
3. Вильчур Л. М. О количественном соотношении типов грозových разрядов в АрмССР. Докл. АН АрмССР, т. 9, № 5, 1948, 193.
4. Апостолатов Г. А. Грозовая деятельность на территории Киргизской ССР. Изв. АН КиргССР, серия ЕТН, т. 2, вып. 43, 1960.
5. Деменев О. В. Грозы в Таджикистане. Сборник по региональной синоптике, № 5, 1960.
6. Руководящие указания по защите от перенапряжений электротехнических установок переменного тока 3—220 кв. Госэнергоиздат, М.—Л., 1954.
7. Лыдзар П. С. Полупроводниковые грозорегистраторы. Труды ГГО, вып. 157, 54, 1964.

ОПЫТ ИЗМЕРЕНИЯ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ ПРОВОДИМОСТИ ВОЗДУХА В СВОБОДНОЙ АТМОСФЕРЕ В РАЙОНЕ ЛЕНИНГРАДА

До настоящего времени не существует ни конструкций, ни электрических схем приборов для измерения проводимости воздуха на самолетах, которые можно было бы рекомендовать в качестве стандартных при производстве измерений. Выбор прибора такой конструкции может быть сделан на основе анализа достоинств или недостатков существующих приборов.

Мы хотели бы внести вклад в это дело, поделившись нашим опытом создания датчика прибора для измерения проводимости атмосферы. Мы считаем, что предлагаемая нами конструкция датчика имеет определенные особенности и преимущества. Разрез датчика и его эквивалентная электрическая схема представлены на рис. 1. Вспомогательное напряжение E приложено к центральному электроду измерительного конденсатора. Тем самым упрощена конструкция измерительного конденсатора и в принципе уменьшено влияние краевого эффекта. Центральный электрод укреплен на двух двойных изоляторах, разделенных металлическими кольцами. Эти кольца соединены с нагрузочным сопротивлением датчика. Такая схема позволяет понизить требования к сопротивлению изоляции, например, по сравнению со схемой Ганна [1]. Действительно, в случае применения в качестве несущего элемента конструкции датчика обычного одинарного изолятора нагрузочное сопротивление вошло бы в замкнутую цепь: источник напряжения E , сопротивление изолятора $R_{из}$, нагрузочное сопротивление R_n . На сопротивлении создавалось бы напряжение помехи

$$u' = \frac{ER_n}{R_{из} \pm R_n}$$

Так как напряжение сигнала u , создающееся на сопротивлении R_n за счет проводимости, значительно меньше по величине напряжения E , то для того, чтобы u было значительно больше u' , к сопротивлению изолятора $R_{из}$ должны быть предъявлены жесткие требования. Например, при $E=100$ в, $u=0,5$ в и погрешности измерений из-за влияния сопротивления изоляции $\pm 1\%$ необходимо, чтобы $R_{из} \geq 2 \cdot 10^4 R_n$.

В примененной нами схеме ток помехи не течет по сопротивлению R_n . Таким образом, требование к $R_{из}$ может быть сформулировано следующим образом: $R_{из} \gg R_n$, или для определенности $R_{из} \geq 100 R_n$. Изоляторы датчика изготовлены из фторопласта. Конструктивно они выполнены таким образом, что создан большой путь для утечки по поверхности изоляторов. По внешнему виду наружный изолятор напоминает примененный в датчике пробных тел (см. рис. 3 в [2]).

Следует отметить, что ранее изолирующий узел подобной конструкции был применен в счетчике ионов, работающем по методу разряда [7]. Датчики — один для измерения отрицательной проводимости, другой для измерения положительной — были установлены в последнем окне пассажирского салона самолета-зондировщика ЛИ-2. Патрубки измерительных конденсаторов располагались параллельно линии полета.

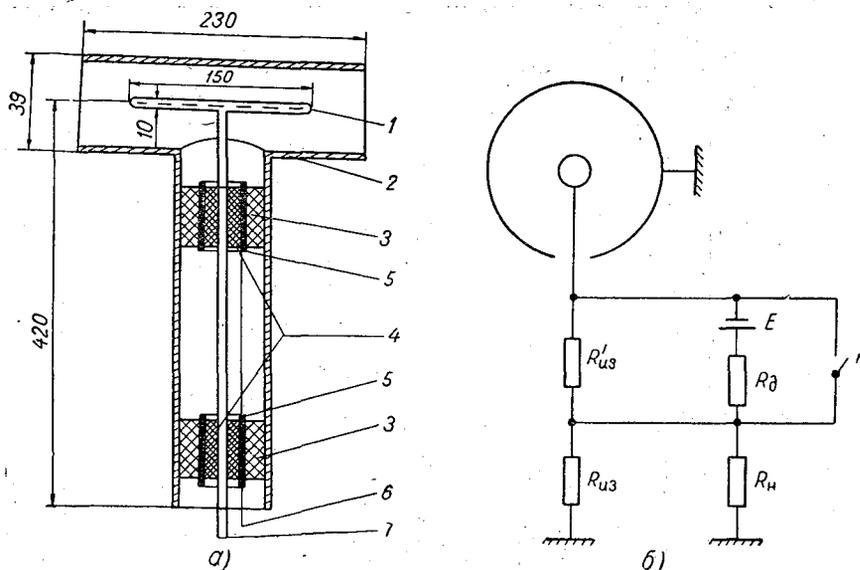


Рис. 1. Схематическое изображение конструкции датчика (а) и его электрическая схема (б).

1 — центральный электрод измерительного конденсатора, 2 — патрубок измерительного конденсатора, 3 — изолятор внешний, 4 — изолятор внутренний, 5 — охранный кольцо, 6 — вывод охранный кольца, 7 — вывод центрального электрода. $R_{из}$ и $R_{из'}$ — сопротивления внешнего и внутреннего изолятора, соответственно, $R_д$ — сопротивление, предохраняющее источник питания E от разрядки при замыкании ключа K ($R_д \ll R_{из}$). $R_н$ — сопротивление нагрузки.

Осенью 1966 г. было проведено более десяти зондирований, во время которых производились либо испытания прибора для измерения проводимости, либо измерения. Измерителем служил соответственный блок прибора для измерения проводимости конструкции С. И. Зачека [3]. Во время полетов в облаках было произведено испытание инерционного фильтра, ранее предложенного и сконструированного Зачеком [3]. Контроль нулевого положения производился до зондирования, после зондирования и во время его. Градуировка измерительного блока производилась только во время зондирования. Погрешность измерений вследствие нестабильности нуля составляла $\pm 0,25 \cdot 10^{-4}$ эл.-ст. ед., погрешностью из-за изменения коэффициента усиления можно пренебречь, так как усиление оставалось довольно стабильным во время полета. Оказалась весьма удачной конструкция изоляторов; сопротивление изоляции оставалось больше $50-100 R_н$ при $R_н = 10^{11}$ ом даже тогда, когда датчики при неблагоприятных метеорологических условиях выдерживались на открытом воздухе, оставаясь смонтированными на самолете, более, чем одни сутки.

Сопоставление результатов предполетных и послеполетных проверок также показало, что высокое качество изоляции сохраняется. Измерения,

проведенные с инерционным фильтром Зачека, надетым на один из датчиков, показали разумность использования подобных устройств в приборах для измерения проводимости. Осредненные результаты измерения полярных проводимостей представлены на рис. 2.

Следует заметить, что погода не благоприятствовала проведению измерений. Во время периода измерений не было ни одного совершенно ясного дня. Поэтому из всего комплекса полученных результатов измерений были выбраны те данные, которые относились к полету в обла-

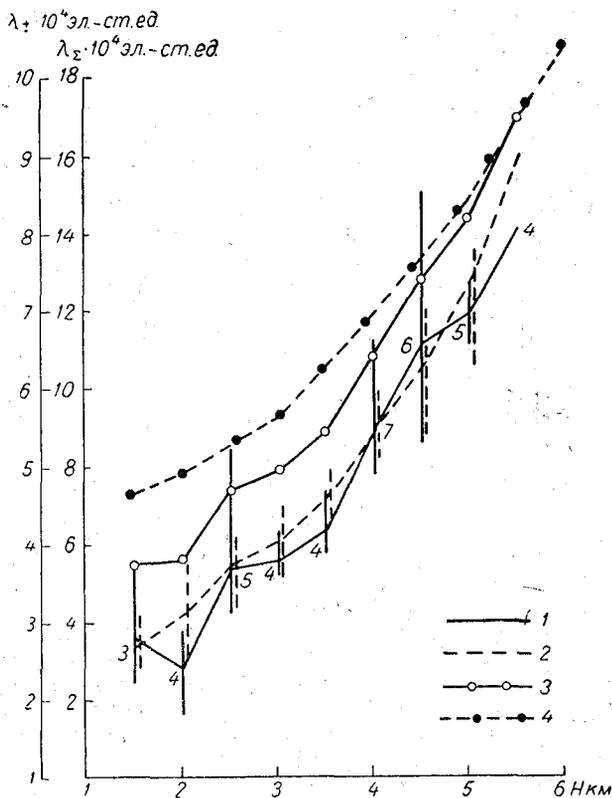


Рис. 2. Профили проводимости.

1) λ_+ , 2) λ_- , 3) $\lambda = \lambda_+ + \lambda_-$, 4) — теоретическая зависимость λ от высоты (числа у точек — количество измерений).

стях атмосферы, свободных от облаков, осадков, кристаллов и прочих гидрозолей, способных привести к заряджению измерительного электрода и таким образом исказить результаты измерений. Для отбраковки измерений наряду с визуальными данными использовались данные измерений заряжения самолета с помощью электростатических флюксометров, установленных на самолете [5]. Приведенные результаты получены при заряде самолета, меньшем по абсолютной величине $6 \cdot 10^3$ эл.-ст. ед.

На рис. 2 цифрами указано количество измерений, вертикальными линиями — разброс данных. На этом же рисунке представлены средние значения суммарной проводимости и теоретическая кривая измерения проводимости с высотой [4], рассчитанная при допущении, что подвижность ионов у поверхности земли составляет $1,3 \text{ см}^2/\text{в} \cdot \text{сек.}$ Значения проводимости, полученные Зачеком в одном из полетов в декаб-

ре 1965 г., примерно на 10—20% ниже приведенных нами осредненных данных. Возможно, что это связано с большей потерей ионов на стенках из-за турбулентности в более громоздкой системе измерительного конденсатора по сравнению с примененной в настоящих опытах.

Представленные результаты измерений проводимости над Ленинградом показывают, что каких-либо особенностей, отличающих данное географическое место от других районов, где подобные измерения были выполнены ранее, в данных по проводимости, не отмечается. Следует предостеречь от соблазна использовать настоящие результаты для расчета отношения полярных проводимостей в связи с недостаточностью материала и относительно большой погрешностью измерений.

Проведенные нами оценочные прикидки и дополнительная обработка экспериментальных результатов с привлечением данных о заряде самолета показали, что ни заряд самолета в указанных ниже пределах, ни турбулентность потока воздуха через измерительный конденсатор не могли заметным образом, скажем, более чем на 5%, изменить результаты измерений. Измерительный конденсатор датчика работал в режиме закона Ома для ионов с подвижностью меньше 5 см²/в·сек.

Однако безусловно существует систематическая погрешность измерений, связанная с неточным определением параметров, входящих в расчетную формулу для определения проводимости

$$\lambda_{\pm} = \frac{U_{\pm}}{4\pi C_{\pm} R_{n\pm} E_{\pm}},$$

где C_{\pm} — действующие емкости измерительных конденсаторов.

Величины R_n , C , E определялись экспериментально с погрешностью, не превышающей примерно ± 3 , ± 6 , $\pm 3\%$ соответственно. В связи с независимостью этих значений можно полагать, что λ из-за неопределенности указанных параметров рассчитывается с относительной погрешностью меньше 8%.

К моменту написания статьи нам удалось познакомиться с американской работой [6], в которой описан комплекс наземной аппаратуры для атмосферно-электрических измерений, в том числе и прибор проводимости. Очевидна общность наших идей в подходе к конструкции самолетного и наземного измерителей проводимости. Можно считать, что создание удобного самолетного измерителя проводимости является делом техники. Гораздо существеннее подобрать необходимый комплекс самолетной аппаратуры и наметить схему работы, способную превратить эпизодические атмосферно-электрические измерения в физические исследования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Gunn R. Improved apparatus for the measurement of atmospheric electrical conductivity. Rev. Scient. Instrum., vol. 36, N 5, p. 594, 1965.
2. Имянитов И. М. и др. Исследования статической электризации самолетов. См. наст. сб.
3. Зачек С. И. К вопросу об измерении электрической проводимости воздуха в свободной атмосфере с самолета. Труды ГГО, вып. 157, 1964, 94.
4. Uchikawa K. On the improvement of the atmospheric electricity radiosonde. The Geophys. Mag., vol. 31, N 4, p. 705, 1963.
5. Имянитов И. М., Чубарина Е. В. Электричество свободной атмосферы. Гидрометеиздат, Л., 1965.
6. Gobb W. E., Phillips B. V. Atmospheric electric measurement results at Mauna Loa Observatory. Technical Paper N 46, US Department of Commerce, Weather Bureau, Washington, D. C., 1965.
7. Рейнет Я. Новая аппаратура и методика для определения плотности аэро- и гидроионов в атмосфере. Труды по геофизике. Ученые записки Тартуского Гос. университета, вып. 59, 1959, 41.

СОДЕРЖАНИЕ

В. П. Колоколов. Грозовая деятельность по данным инструментальных наблюдений	3
В. А. Камышанова. Связь числа грозовых разрядов с синоптической обстановкой	16
В. А. Камышанова. Некоторые особенности гроз в горных районах	19
Т. В. Лободин, К. А. Семенов, П. С. Лыдзар, В. А. Кутявин, В. И. Синегубов. Исследование режима работы полупроводниковых грозорегистраторов	23
Т. В. Лободин, П. С. Лыдзар. К работе установки для определения местоположения близких грозовых очагов	30
Г. Ф. Павлюченков. Азимутальное распределение атмосфериков	35
Л. В. Артамонов, З. П. Клейменова. О роли близких гроз в формировании УНЧ-излучения	41
З. П. Клейменова. О соответствии между глобальными и локальными характеристиками гроз	50
Б. К. Иньков, Л. Г. Махоткин. О связи источников атмосфериков с географическими факторами (на примере Аравийского полуострова)	55
Б. К. Иньков. Грозовая активность в северной половине Атлантического океана по наблюдениям в 1966 г.	59
Б. К. Иньков, Л. Г. Махоткин, Г. А. Сидоренкова. О распределении источников регистрируемых атмосфериков по удаленности (для расстояний больше 1000 км)	65
Б. К. Иньков, Л. Г. Махоткин. Границы применимости амплитудного метода оценки расстояния до грозовых очагов	68
Б. К. Иньков. О влиянии амплитудно-частотного спектра сигнала на показания фазометров, применяемых для определения удаленности источников атмосфериков	72
Б. К. Иньков. О применении линейной развертки при исследовании азимутального распределения атмосфериков	74
Л. Г. Махоткин. Общая характеристика спектра близких атмосфериков, основанная на анализе данных измерений в диапазоне 2—30 кгц	79
И. И. Камалдиин. Об изменении электрической структуры кучеводождевых облаков в процессе их развития	85
Е. В. Чубарина. Результаты измерений потенциала атмосферы на высоте 6 км в период МГГ—МГСС	92
С. Г. Попов. К созданию лабораторного измерителя электропроводности воздуха	102
И. М. Имянитов, В. С. Александров, Б. Ф. Евтеев, Н. П. Зиганов, Я. М. Шварц. Исследование статической электризации самолетов	106
И. М. Имянитов, Е. В. Чубарина. Заряджение самолета ЛИ-2 в облаках слоистых форм	117
Н. Т. Тимофеев. Грозовые разряды и их количественная характеристика в некоторых горных районах проектирования трасс ЛЭП Нурекская ГЭС — Ташкент	130
С. И. Зачек, Я. М. Шварц, Ю. Ф. Пономарев. Опыт измерения электрической проводимости воздуха в свободной атмосфере в районе Ленинграда	132

Труды ГГО, вып. 225

АТМОСФЕРНОЕ ЭЛЕКТРИЧЕСТВО

Редактор Л. В. Царькова

Технич. редактор Г. С. Николаева

Корректор Т. Н. Черненко

Слано в набор 18/ХП 1967 г. Подписано к печати 28/У 1968 г. Бумага тип. № 1 70×108^{1/16}. Бум. л. 4,5. Усл. печ. л. 12,60. Уч.-изд. л. 10,92. М-21874. Индекс МЛ-216. Заказ 64. Тираж 620 экз. Цена 76 коп.

Гидрометеорологическое издательство
Ленинград, В-53, 2-я линия, 23

Типография им. Анохина

Управления по печати при Совете Министров Карельской АССР.
г. Петрозаводск, ул. «Правды», 4.