

Государственный комитет СССР по гидрометеорологии

Труды
ордена Трудового Красного Знамени
Главной геофизической обсерватории им. А.И.Воейкова

Выпуск 514

АТМОСФЕРНОЕ ЭЛЕКТРИЧЕСТВО

Под редакцией
канд. физ.-мат. наук Б.Ф.Евтеева
и Л.Г.Махоткина



Ленинград Гидрометеиздат 1988.

В сборнике представлены результаты исследования электрических характеристик атмосферы, анализа методов регистрации атмосфериков, применяемых для однопунктных наблюдений за грозowymi очагами, и оценки роли отдельных факторов, которые могут влиять на развитие грозовой деятельности. Приведены данные о зависимости проводимости воздуха и напряженности электрического поля от электрической плотности аэрозоля и турбулентности атмосферы. Систематизированы и окончательно обобщены фазовые методы наблюдений за дальними грозowymi очагами. Факторы всех масштабов (локальные, глобальные, космические) рассмотрены с точки зрения возможного влияния их на грозовую деятельность.

Сборник предназначен для специалистов геофизиков и радиофизиков.

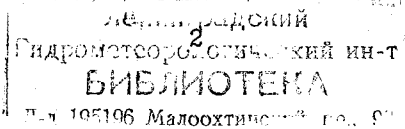
The publication presents the results obtained from studies of atmospheric electric characteristics, analysis of the techniques for recording spherics which are used for one station observations of thunderstorm hearths, and from estimation of the role of some factors which can affect the development of thunderstorm activity. There are given data on the dependence of air conductivity and electric field strength on the aerosol electric density and atmospheric turbulence. Phase methods for observations of distant thunderstorm hearths have been systematized and finally generalized. Factors of all scales (local, global, space) have been considered from the viewpoint of their possible effect on thunderstorm activity.

The publication is meant for geophysicists and radiophysicists.

A1903040000-080 27-87(2)
 069(02)-88

ISBN 5-286-00238-2

© Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова (ГГО), 1988.



344320

СОВМЕСТНОЕ ИЗМЕРЕНИЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ ПЛОТНОСТИ АЭРОЗОЛЯ И ИНТЕНСИВНОСТИ ИОНООБРАЗОВАНИЯ

1. Общие положения

Для оценки результатов антропогенного воздействия на атмосферу могут быть использованы данные измерений величин атмосферного электричества. Известно, что электропроводность воздуха понижается при направлениях ветра со стороны источников загрязнения /1/. Это уменьшение, по-видимому, связано с увеличением в воздухе концентрации аэрозольных частиц субоптического диапазона размеров /6/. Однако изменение электропроводности воздуха может происходить не только вследствие действия этого фактора, но и в зависимости от интенсивности ионообразования. Поэтому для уверенной интерпретации данных по электропроводности воздуха необходимо знать интенсивность ионообразования в месте измерения.

Х.Ф.Таммет предложил метод совместного измерения электрической плотности γ аэрозоля и интенсивности q ионообразования /5/. Метод Таммета был реализован авторами статьи. В пос.Воейково, где ярко проявляется влияние направления ветра на значения полярных электропроводностей воздуха, были проведены опытные измерения γ и q .

Сущность метода заключается в следующем. Известно, что концентрация n_1 легких аэроионов той или иной полярности в атмосферном воздухе является функцией только q_1 и γ при условии пренебрежения действием электрического поля и турбулентной диффузии, т.е. $n_1 = f_1(q_1, \gamma)$. Величина n_1 может быть измерена с помощью счетчика легких аэроионов. Если создать второй измерительный канал, дополненный генератором легких аэроионов, то можно измерить $n_2 = f_2(q_2, \gamma)$. Зная параметры генератора легких аэроионов и решая систему

$$n_1 = f_1(q_1, \gamma), \tag{1}$$

$$n_2 = f_2(q_2, \gamma),$$

можно определить q_1 и γ . Задача была решена Тамметом. Им же была разработана общая схема измерений n (рис.1), а также процедура расчета γ и q_1 в том случае, если вместо измерения концентрации

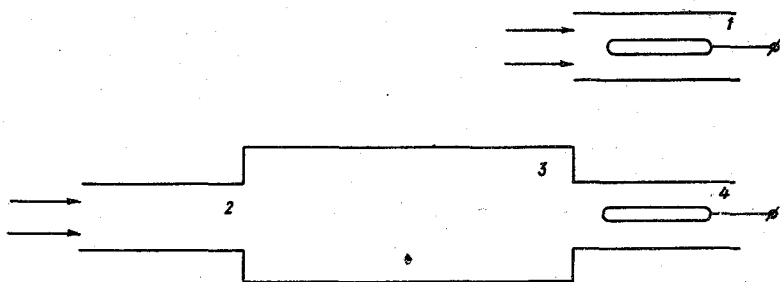


Рис.1. Общая схема измерений.

1 - зона измерений, в которую поступает естественный исследуемый воздух; 2 - зона дополнительного ионообразования, в которую поступает естественный исследуемый воздух; 3 - зона выдержки воздуха; 4 - зона измерений, в которую поступает искусственно ионизированный выдержанный воздух.

легких аэроионов выполняется измерение полярной электропроводности λ_p воздуха. При этом Таммет использовал ряд упрощающих предположений. Так, он принял значение подвижности легких аэроионов неизменным, а полярные электропроводности воздуха равными. В зоне выдержки учитывал только потери легких аэроионов за счет рекомбинации и осаждения на аэрозольных частицах, потерями аэроионов на стенках пренебрегал.

Вполне отдавая отчет об ограничениях теории измерений, мы все же приняли решение о реализации метода, полагая, что накопленный опыт измерений сыграет положительную роль в развитии метода измерений γ и q , который мы считаем перспективным.

2. Реализация метода

Был реализован метод совместного измерения γ и q с дополнительным импульсом ионообразования на входе камеры выдержки.

В качестве измерителей электропроводности воздуха были использованы датчики электропроводности воздуха, состоящие из аспирационного измерительного конденсатора (АИК) /2/, электрометрического усилителя постоянного тока (ЭМУ) /4/ и источников питания АИК и ЭМУ. В качестве регистрирующей системы использована информационно-измерительная система К200/7 в комплекте с цифropечатающей машиной ЭУМ-23.

В качестве ионизатора было использовано устройство с источником альфа-частиц в виде плутония-239.

Камера выдержки представляла собой прямоугольный параллелепипед объемом около 500 л.

Ионизатор, камера, датчик электропроводности воздуха были помещены в деревянном домике. Забор воздуха осуществлялся с улицы. Высота заборного отверстия составляла I-I,5 м.

Были исследованы погрешности измерений. Можно выделить два рода погрешностей: систематические и случайные. Систематические связаны с неточным знанием функций f_1 и f_2 , обусловленным вышеуказанными причинами. Случайные погрешности обусловлены ошибками измерений λ_p , нестабильностью параметров аппаратуры. Тамметом было показано, что относительные погрешности измерения $\delta\gamma/\gamma$ и $\delta q/q$ примерно одинаковым образом зависят от $\delta\lambda_p/\lambda_p$, $\delta N/N$, $\delta t/t$, где N - значение дополнительного импульса ионообразования во втором измерительном канале, t - время выдержки воздуха в камере при выбранных параметрах N и t . Таким образом, основываясь на результатах расчета Таммета и учитывая независимость изменений N , t , λ_p , можно написать

$$\frac{\delta q}{q} = \frac{\delta \gamma}{\gamma} = \psi', \quad (2)$$

$$\psi' = \sqrt{\left(\frac{38\lambda_p}{\lambda_p}\right)^2 + \left(\frac{2\delta N}{N}\right)^2 + \left(\frac{2\delta t}{t}\right)^2}.$$

Зависимость ψ' от $\delta N/N$ при $\delta\lambda_p = 0$ и $\delta t = 0$ исследовалась экспериментально для изменений $\delta N/N$, находящихся в пределах $\pm 15\%$. Это осуществлялось путем установки N , отличного от номинального значения N_0 , использованного как параметр аппаратуры при расчетах γ и q по данным измерений. Интересно отметить, что в этом случае действительно $\delta q/q$ и $\delta\gamma/\gamma$ оказались примерно одинаковыми. Значения $\delta\lambda_p/\lambda_p$ и $\delta t/t$ оценены по экспериментальным данным. Оказалось, что $\delta\lambda_p/\lambda_p \approx 0,03$, $\delta t/t \approx 0,03$. Небольшие значения $\delta t/t$ обусловлены стабильностью работы турбодвигателя датчика электропроводности воздуха, небольшие значения $\delta\lambda_p/\lambda_p$ обусловлены неплохой стабильностью работы ЭМУ, благодаря принятым мерам по подбору полевых транзисторов. Относительная погрешность измерения $\delta\lambda_p/\lambda_p$ определяется следующей формулой:

$$\frac{\delta \lambda_p}{\lambda_p} = \sqrt{\left(\frac{\delta \lambda_{p_0}}{\lambda_p}\right)^2 + \left(\frac{\delta K}{K}\right)^2}, \quad (3)$$

где $\delta \lambda_p$ — оценка среднеквадратического отклонения (СКО) "нуля" ЭМУ в единицах электропроводности воздуха; $\bar{K}$ и δK — среднее значение коэффициента преобразования АИК-ЭМУ и его СКО соответственно. По данным измерений, $\delta \lambda_p / \bar{\lambda}_p \approx 0,01$, $\delta K / \bar{K} \approx 0,03$.

Для контроля коэффициента преобразования использовался генератор линейно изменяющегося напряжения, специально введенный в схему датчика электропроводности воздуха [7]. Результаты измерений коэффициента преобразования первого и второго измерительных каналов датчика электропроводности воздуха представлены в табл. I. Как видно из таблицы, стабильность работы датчика электропроводности воздуха высокая. Наиболее сложную проблему представляет оценка $\delta N / N$. За меру $\delta N / N$ принималось значение $\delta \lambda_p^* / \lambda_p^*$, определенное по данным измерений в условиях, когда ионизатор устанавливался непосредственно на входе датчика электропроводности воздуха. В табл. 2 представлены данные о средних значениях λ_p^* за рабочий день и числе n измерений λ_p^* в рабочий день, выполнявшихся через каждые полчаса, и данные о $\delta \lambda_p^* / \lambda_p^*$ за рабочий день.

Среднее значение λ_p^* за весь период измерений составило $462 \text{ фСм} \cdot \text{м}^{-1}$, а коэффициент вариации средних за рабочий день значений λ_p^* составил около 0,05.

Вероятной причиной разброса значений ионизации, создаваемой ионизатором, является изменение состояния поверхности альфа-источника, связанное с осаждением пыли, и изменение плотности воздуха. Не исключено какое-то влияние аэрозольных частиц, содержащихся в воздухе, на стабильность N . Может происходить поглощение ионов аэрозольными частицами в самом источнике, т.е. в ионизаторе. На основании опыта в качестве приближенной оценки $\delta N / N$ принято значение 0,06. В итоге оценка ψ' составляет 0,16. Это означает, что случайная составляющая относительной погрешности каждого измерения γ и q равняется около 20 %.

Т а б л и ц а 1

Результаты измерений

коэффициента преобразования K мВ/(фСм·м⁻¹)

Дата	Канал	
	первый	второй
15 01 1985 г.	37,3	3,7
13 03	37,5	-
28 03	37,6	3,61
23 05	37,2	3,65
10 06	37,1	3,81
13 06	37,0	-
9 09	37,8	-
$\bar{K}$	37,4	3,69
δK	0,36	0,1
$\frac{\delta K}{K}$	0,01	0,03

П р и м е ч а н и е. Сопротивление измерительного резистора для первого и второго каналов составляло 10^{12} и 10^{11} Ом соответственно.

Т а б л и ц а 2

Данные контроля стабильности импульса
ионообразования

Дата	$\frac{\lambda_p^*}{\text{фСм} \cdot \text{м}^{-1}}$	n	$\frac{\delta \lambda_p^*}{\lambda_p}$
16 10	453	12	0,01
17 10	453	12	0,02
18 10	418	11	0,04
21 10	448	14	0,02
22 10	482	11	0,02
23 10	447	14	0,02
24 10	443	13	0,01
25 10	451	10	0,01
29 10	480	12	0,01
30 10	480	8	0,02
31 10	449	12	0,02
1 11	503	12	0,01

Т а б л и ц а 3

Результаты измерений λ_+ фСм·м⁻¹, γ с⁻¹·10⁻³, q пар ионов·см⁻³ с⁻¹

Ветер от источника загрязнения	Число наблюдений	λ_+			
		$\bar{\lambda}_+$	Δ	s	$s/\bar{\lambda}_+$
Слабого ...	12	7,6	0,8	1,3	0,17
Сильного ...	43	5,2	0,3	1,0	0,19

3. Результаты измерений и обсуждение

Опытные измерения γ и q были проведены на Центральной полевой экспериментальной базе ИГО им. А.И.Воейкова в пос.Воейково, расположенном примерно в 12 км к востоку от границы г.Ленинграда.

Измерения проводились циклами подряд в течение нескольких часов. В начале и в конце цикла измерений проводился контроль аппаратуры. В течение каждого часа производилось 20 отсчетов измеряемых величин по каждому каналу. При обработке вычислялись среднечасовые значения электропроводности воздуха, интенсивности ионообразования и электрической плотности аэрозоля. За период наблюдений получено 55 среднечасовых значений λ , q и γ . Результаты были сгруппированы по направлениям ветра. В одну группу включены направления ветра со стороны слабых источников загрязнения, в другую — направления со стороны Ленинграда. По результатам измерений были рассчитаны средние значения этих величин, среднеквадратические отклонения s , доверительные интервалы средних Δ на уровне значимости 0,05 по Стьюденту и отношения s к $\bar{\lambda}$, $\bar{\gamma}$, $\bar{q}$. Эти данные содержатся в табл.3.

Из таблицы видно, что, во-первых, разница между значениями λ_+ и между значениями γ при направлениях ветра от слабых и сильных источников загрязнений существенно значима, но соответственная разница между значениями q может оказаться незначимой. Во-вторых, при направлениях ветра от слабых источников загрязнений относительная изменчивость λ_+ , γ и q меньше, чем при других направлениях ветра, что в отношении λ_+ и γ не является неожиданным.

Можно с уверенностью отметить, что решающим фактором измене-

γ				q			
$\bar{\gamma}$	Δ	s	$s/\bar{\gamma}$	$\bar{q}$	Δ	s	$s/\bar{q}$
19,4	1,1	1,7	0,09	7,9	0,6	0,9	0,11
26,6	1,2	3,9	0,15	7,2	0,4	1,2	0,17

ния λ_+ при перемене направления ветра от сильных источников загрязнения к направлению от слабых источников является изменение электрической плотности аэрозоля.

Трудно интерпретировать изменчивость γ и q в пределах каждой группы направлений ветров, поскольку, согласно оценкам раздела 2, значения СКО γ и q находятся в пределах, которые могут быть обусловлены случайными погрешностями измерений.

Полученные результаты по γ могут быть использованы для оценок концентрации аэрозольных частиц при условии, что спектральная плотность $z^*(R)$ аэрозольных частиц не претерпевает значительных изменений при ветрах разных направлений.

Электрическая плотность аэрозоля γ может быть выражена следующим образом:

$$\gamma = \int_0^{\infty} b(R) z^*(R) dR, \quad (4)$$

где $b(R)$ — эффективный коэффициент присоединения легких аэроионов к аэрозольным частицам, R — радиус частиц,

$$z^*(R) = \frac{dz}{dR}, \quad (5)$$

где $z = z_0(R) + 2 z_p(R)$, $z_0(R)$ и $z_p(R)$ — концентрации незаряженных и заряженных аэрозольных частиц.

При расчете интегрирование заменялось суммированием:

$$\gamma = \sum_{i=1}^l b_i(R_i) \Delta z_i(R_i). \quad (6)$$

Данные по β_i заимствованы у Хоппеля /8/, для определения $\Delta z_i(R)$ использована аппроксимация функции $dz/d\lg R = A \cdot n(R)$ для тропосферы, полученная Смеркаловым /3/, Δz_i определялось как $\bar{z}_i^*(R_i) \Delta R$, где $\Delta R = 0,01$ мкм в области $0,01-0,1$ мкм и $\Delta R = 0,1$ мкм в области $0,1-0,2$ мкм. Частицы $0,2 \text{ мкм} < R < 0,01 \text{ мкм}$ дают незначительный вклад в γ при использовании аппроксимации Смеркалова.

Данные расчета концентрации аэрозольных частиц следующие:

$$\begin{array}{lll} \gamma \text{ с}^{-1} & \dots & 19,4 \cdot 10^{-3} & 26,6 \cdot 10^{-3} \\ z \text{ м}^{-3} & \dots & 1,3 \cdot 10^{10} & 1,9 \cdot 10^{10} \end{array}$$

В конце августа 1985 г. с целью контроля работы счетчиков ядер конденсации Шольца, используемых в Антарктиде, в Воейково были проведены измерения концентрации ядер двумя счетчиками. Измерения проводились при направлениях ветра со стороны Ленинграда. Всего было проведено 12 серий измерений по 10 измерений в каждой серии. Концентрации ядер находились в пределах $1,6 \cdot 10^{10} - 2,4 \cdot 10^{10} \text{ м}^{-3}$. Таким образом, имело место примерное совпадение оценки z по данным измерений γ с результатами прямых измерений ядер конденсации.

4. Заключение

Метод совместного измерения электрической плотности аэрозоля и интенсивности ионообразования работоспособен.

Необходимо усовершенствовать теорию метода измерений, во-первых, путем использования ионизационно-рекомбинационного уравнения, более близкого отражающего процессы, происходящие в приземном слое, во-вторых, путем изучения методических ошибок измерений. Также следует поставить комплексный эксперимент, в котором независимыми методами также измерялись спектр размеров аэрозольных частиц и распределение интенсивности ионообразования по высоте.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Семенов К.А. Связь элементов атмосферного электричества с загрязнением воздуха. - В кн.: Атмосферное электричество / Под ред. И.М.Иманитова и В.П.Колоколова. Л., Гидрометеиздат, 1976, с.75-79.

2. Семенов К.А., Соколенко Ж.Г., Шварц Я.М. Исследование прибора для измерения электропроводности воздуха. - Труды ИГО, 1980, вып.424, с.74-82.

3. Смеркалов В.А. Аппроксимация среднего распределения аэрозольных частиц по размерам. - Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1984, т.20, № 4, с.317-320.

4. Струсь А.И., Ганшин В.П. Прибор непрерывной регистрации полярных проводимостей воздуха в диапазоне геомагнитных пульсаций 0,01-1,0 Гц. - Измерительная техника, 1981, № II, с.82-84.

5. Таммет Х.Ф. Электрические параметры загрязненности воздуха. - Ученые записки Тартусского государственного университета, 1977, вып.443, с.48-51.

6. Шварц Я.М. Электропроводность воздуха и аэрозоль. - Труды ИГО, 1980, вып.401, с.136-140.

7. Шварц Я.М., Семенов К.А. Усовершенствование измерителя электропроводности воздуха. - Труды ИГО, 1986, вып.498, с.16-20.

8. Norrell W.A. Ion-aerosol attachment coefficients and the diffusional charging of aerosols. - In: Electrical processes in atmospheres / Ed. by H.Dolezalek, R.Reiter. Darmstadt, 1977. - 865 p.

А.И.Петров, Г.Г.Петрова

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ПРОФИЛИ ПОЛЯРНЫХ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТЕЙ И ПЛОТНОСТИ ОБЪЕМНОГО ЗАРЯДА В ЭЛЕКТРОДНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

Изучению электродного слоя посвящено немало работ разных авторов, выполненных в разные годы. В последние десятилетия усилилось внимание к математическому моделированию процессов, протекающих вблизи земной поверхности. В результате исследований Хоппеля /9, 10/, Виллета /11, 12/, Н.В.Красногорской /2/, В.Н.Морозова /3/ и др. было показано, что вертикальные профили атмосферно-электрических характеристик в приземном слое толщиной в несколько метров в значительной мере определяются совокупностью условий ионообразования, турбулентного перемешивания, вертикального переноса заряда. В то же время ощущается недостаток экспериментальных данных о распределении электрических характеристик в электродном слое.

В течение ряда лет на кафедре общей физики Ростовского педагогического института проводят эксперимент по изучению электродного слоя атмосферы. В данной работе приводятся результаты измерений с 10 по 26 августа 1982 г. и с 24 по 30 июня 1984 г. Измерения выполняли на одной и той же открытой площадке. Полярные электропроводности измеряли прибором Гердиена, аспирационный конденсатор которого имеет диаметр наружной обкладки 60 мм. При измерении профилей прибор последовательно помещали на разных уровнях. Продолжительность измерения полярных электропроводностей на каждом уровне составляла около 10 мин. В 1982 г. получено 9 профилей 25 августа с 8 до 21 ч, а в июне 1984 г. — 41 профиль за 7 дней с 8 до 20 ч. На основании данных пластины Вильсона и коллекторной установки строили профили напряженности поля и плотности объемного заряда атмосферы в слое 0–3 м. Плотность объемного заряда легких ионов рассчитывали на основании данных о полярных электропроводностях исходя из того, что

$$\rho_{\lambda} = (n_{+} - n_{-})e = \frac{\lambda_{+} - \lambda_{-}}{u} \quad (1)$$

Подвижность легких ионов принимали постоянной, одинаковой для ионов различной полярности и равной $1,45 \cdot 10^{-4} \text{ м}^2/\text{В} \cdot \text{с}$ /5/. Рассчитывали также коэффициент турбулентности в слое 0–2 м.

Осредненные за периоды наблюдений профили λ_{+} , λ_{-} и ρ_{λ} приведены на рис.1 а, б. Обращает на себя внимание различие в верти-

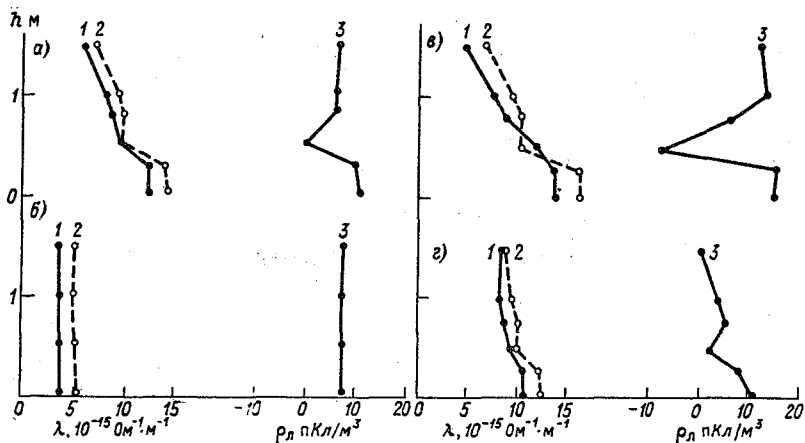


Рис.1. Вертикальные профили полярных электропроводностей и плотности объемного заряда легких ионов.

1 – отрицательная электропроводность, 2 – положительная электропроводность, 3 – плотность объемного заряда легких ионов.

кальном распределении полярных электропроводностей в разные периоды. На наш взгляд, оно обусловлено разной интенсивностью турбулентного перемешивания изучаемого слоя, так как средние значения коэффициента турбулентности для исследуемых периодов равны $0,28 \text{ м}^2/\text{с}$ для 1982 г. и $0,51 \text{ м}^2/\text{с}$ для 1984 г.

Подтверждением влияния турбулентности служат и профили электропроводностей, полученные 25 августа 1982 г. в условиях различного турбулентного перемешивания. Рисунок 1 в иллюстрирует случай слабого турбулентного обмена: приведенные кривые осреднены для трех случаев, когда коэффициент турбулентности K находился в пределах $0,03\text{--}0,08 \text{ м}^2/\text{с}$. Профили, представленные на рис.1 г, – результат осреднения четырех случаев с более интенсивным перемешиванием: $K = 0,45\text{--}0,52 \text{ м}^2/\text{с}$.

Закономерности трансформации профилей в зависимости от интенсивности турбулентного обмена понятны, если иметь в виду экспериментальные данные Крозье и Байлса (1966 г.) о распределении радона-220 вблизи земли в зависимости от скорости ветра. Как отмечает Хопшель /10/, эти исследования позволяют сделать вывод о накоплении радона-220 вблизи земной поверхности в то время, когда условия перемешивания не препятствуют этому.

Таким образом, влияние турбулентности на вертикальное рас-

пределение электропроводности несомненно. В то же время, турбулентность, возможно, не единственная причина, обусловившая наблюдающиеся различия. В частности, разными могли быть условия выхода радиоактивных эманаций из почвы, определяющиеся во многом ее состоянием $/I/$, а также аэрозольный состав атмосферы.

Профиль объемного заряда легких ионов, как показали исследования, в значительной мере определяется совокупностью электродного эффекта и интенсивности ионообразования. Закономерности вертикального распределения ρ_λ понятны, если считать, что в электродном слое

$$\rho_\lambda = \rho_{\lambda\lambda} + \rho_{\lambda\lambda} , \quad (2)$$

где $\rho_{\lambda\lambda}$ — плотность объемного заряда, образовавшегося под действием электродного эффекта, а $\rho_{\lambda\lambda}$ — плотность объемного заряда, возникающего вследствие тока проводимости в атмосфере при наличии в ней градиента электропроводности. Согласно Чалмерсу $/6/$, для квазистатических условий

$$\rho_{\lambda\lambda} = \epsilon_0 \frac{i}{\lambda^2} \frac{d\lambda}{dh} , \quad (3)$$

где i — плотность тока проводимости, λ — электропроводность атмосферы.

Очевидно, что в слоях, где отсутствуют заметные градиенты электропроводности, ρ_λ будет определяться только электродным эффектом. Иллюстрацией такого положения являются результаты эксперимента, полученные в 1984 г. (рис.1 б).

В 1982 г. в слое, расположенном выше 0,3 м, как видно на рис.1 а, наблюдается большой отрицательный градиент электропроводности и соответственно образуется отрицательный объемный заряд, частично или полностью компенсирующий положительный объемный заряд электродного эффекта. В результате в профиле ρ_λ выше 0,3 м наблюдается впадина в сторону отрицательных значений, а в определенных условиях и переход ρ_λ через ноль (рис.1 в).

Отрицательный объемный заряд выше слоя с повышенной электропроводностью обнаруживается нередко и по профилю напряженности. На рис.2 в качестве примера представлен график вертикального распределения E , построенный по средним за период 10–26 августа 1982 г. по результатам измерений для 18 ч, а также профиль плотности объемного заряда всех ионов, рассчитанный на основании

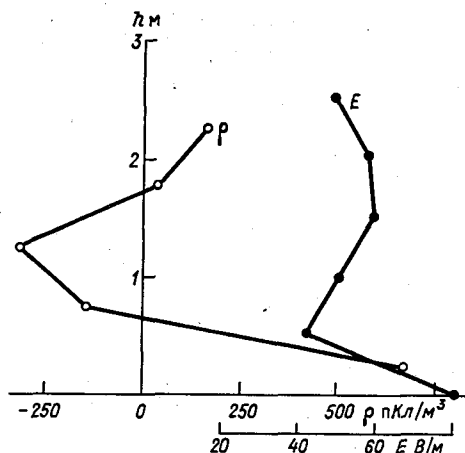


Рис.2. Вертикальные профили напряженности электрического поля E и плотности суммарного объемного заряда атмосферы ρ .

уравнения Пуассона по профилю E . Распределения такого типа получены для всех сроков измерений в среднем за период 14–20 ч.

Аналогичные распределения объемных зарядов наблюдал тихими ночами Крозье /7/. Рассчитанные Хоппелем /10/ для нетурбулентной атмосферы профили E также приводят к подобным профилям плотности объемного заряда. Особенностью наших условий является то, что описанный тип профиля E наблюдается не только при отсутствии турбулентного перемешивания, но иногда и в те часы, когда турбулентность достаточно развита. Следует отметить также, что, по данным наших измерений в пределах трехметрового слоя, выше отрицательного объемного заряда, как правило, расположен положительный, тогда как по экспериментальным данным Крозье и по расчетам Хоппеля объемный заряд выше слоя с повышенной ионизацией остается отрицательным и постепенно приближается к нулю.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горбушина Л.В. и др. Радиометрия и ядерная геофизика. – М.: Недра, 1974. – 304 с.
2. Красногорская Н.В. Электричество нижних слоев атмосферы и методы его измерения. – Л.: Гидрометеиздат, 1972. – 324 с.

3. Морозов В.Н. О физико-математическом моделировании электрических процессов в нижних слоях атмосферы Земли. - Труды ИТО, 1984, вып.484, с.84-92.
4. Семенов К.А. Наблюдения за концентрацией легких ионов и электропроводностью воздуха. - Труды ИТО, 1980, вып.401, с.130-131.
5. Справочник по геофизике. - М.: Наука, 1965. - 572 с.
6. Чалмерс Дж.А. Атмосферное электричество. - Л.: Гидрометеоиздат, 1974. - 420 с.
7. Crozier W.D. Atmospheric electrical profiles below three meters. - J. Geophys. Res., 1965, 70, p.2785-2792.
8. Hogg A.R. The conduction of electricity in the lowest levels of the atmosphere. - Mem. Commonw. Solar Obs., 1939, 7, p.1-24.
9. Hoppel W.A. Theory of electrode effect. - J. Atm. Terr. Phys., 1967, v.29, N 6, p.709-721.
10. Hoppel W.A. Electrode effect: Comparison of theory and measurement. - In: planetary electrodynamics, 1962, v.2, p.167-181.
11. Willet J.C. An analysis of electrode effect in the limit of strong turbulent mixing. - J. Geophys. Res., 1978, v.83 N 01, p.402-408.
12. Willet J.C. Fair weather electric charge transfer by convection in an unstable planetary layer. - J. Geophys. Res. 1978, v.84, N 02, p.703-718.

ИЗМЕРЕНИЯ КОМПОНЕНТ ВЕРТИКАЛЬНОГО АТМОСФЕРНО-ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО
ТОКА В г.РОСТОВЕ-НА-ДОНУ

Решение таких задач атмосферного электричества, как оценка баланса атмосферно-электрических токов на земную поверхность, исследование процессов обмена зарядами между землей и атмосферой, выделение роли глобальных и локальных генераторов объемного заряда в формировании атмосферно-электрического поля, требует экспериментальных данных об атмосферно-электрических токах вблизи земной поверхности и из атмосферы на землю. По мнению ряда авторов /4, 6, 8/, результаты измерений вертикального тока в большей степени подходят для нахождения вариаций потенциала электросферы, чем данные о напряженности электрического поля. Обсуждается возможность уточнения условий "хорошей погоды", принятых в атмосферном электричестве, на основании результатов измерения полного и конвективного атмосферно-электрических токов /7/. Отмечается в то же время /4, 8/, что измерения плотности вертикального электрического тока у земной поверхности мало распространены.

344390
С 1980 г. по рекомендации отдела атмосферного электричества ИТО им. А.И.Воейкова в Ростовском педагогическом институте начаты сезонные измерения компонент вертикального электрического тока. Непосредственные измерения полного и конвективного токов на землю ведутся на однопластинных установках, в которых приемниками тока из атмосферы являются алюминиевые пластины. Пластины установлены на фторопластовых изоляторах на уровне земли в вырезе охранных колец и покрыты дерном с травостоем. Площадь измерительной пластины составляет 0,2 м². Установки размещаются на обширной открытой площадке, расположенной на северо-восточной окраине г.Ростова-на-Дону. Центры пластин разнесены на расстояние 10 м. С помощью медных струн, натянутых внутри заземленных экранов и поддерживаемых фторопластовыми изоляторами, пластины соединяются с электрометрами типа В7-30. Электрометры работают в режиме измерения токов, регистрация осуществляется трехканальным самописцем КСП-4.

В эксперименте использовали метод непосредственного измерения конвективного тока, разработанный А.М.Изергиным /2, 3/. Пластина, предназначенная для измерения конвективного тока, экранируется от атмосферно-электрического поля заземленной сеткой. В соответствии с приведенными в работе /3/ результатами исследований экранирующих свойств сетки сетчатый экран, используемый при изме-

рениях конвективного тока, имеет размер ячеек 4 x 4 см, натянут на квадратный металлический каркас 1 x 1 м и установлен на высоте 0,2 м над измерительной пластиной.

Постоянная времени установок для измерения токов составляет 5 с. Для уменьшения влияния тока смещения на конвективный ток проводят часовое осреднение результатов (часовая серия измерения токов включает в себя около 250 мгновенных значений каждого тока). Кроме того, из среднего за час значения плотности полного тока вычитают среднее за то же время значение плотности тока смещения

$$i_{\text{см}} = \varepsilon_0 \frac{E_2 - E_1}{t},$$

где E_1 и E_2 — значения напряженности на уровне земли, измеренной пластиной Вильсона в начале и в конце часовой серии измерений, $t = 3600$ с.

В настоящей работе приведены результаты прямых измерений полного и конвективного токов на землю в июле 1983 г., а также косвенного определения тока турбулентной диффузии

$$i_d = k \frac{\Delta \rho}{\Delta z}$$

в слое атмосферы 0–3 м. Плотность объемного заряда рассчитывали на основании данных о потенциалах атмосферы на уровнях 1, 2 и 3 м, полученных с помощью радиоактивных коллекторов (кажущаяся проводимость коллекторов не меньше $3,5 \text{ Ом}^{-1} \cdot \text{м}^{-1}$). Напряженность поля на уровне земли измеряли пластиной Вильсона, соединенной экранированным кабелем с электрометрическим вольтметром ВК2-16. Коэффициент турбулентности рассчитывали по методу М.И.Будыко в слое 0–2 м. Перед началом измерений ежедневно проводили часовую сверку установок для прямого измерения токов. На это время убрали экранирующую сетку и обе пластины принимали полный ток из атмосферы на землю. Методом попарных сравнений сопряженных вариантов /5/ оценены расхождения результатов измерения полного тока, полученных на разных установках. Проведенные оценки позволяют считать, что с 1 %-ым уровнем значимости эти результаты совпадают.

Ниже в таблице представлены результаты атмосферно-электрических измерений, осредненные за период 21–31 июля 1983 г. (всего 28 часовых серий): полного i и конвективного i_k токов из атмосферы на землю, напряженности электрического поля атмосферы на уровне земли E , а также результаты расчетов тока турбулентной

Характеристика	i	i_{κ} Па/м ²	i_{λ}	i_{μ}	E В/м
Среднее значение	0,86	-0,31	1,17	-2,4	62
Среднее квадратическое отклонение	1,00	0,59	1,03	41,1	46
Число часовых серий измерений	28	28	28	18	28
Среднее из отрицательных значений	-0,26	-0,53	-0,26	-36,2	-50
Число случаев отрицательных значений	5	19	1	7	1
Среднее из положительных значений	0,99	0,15	1,23	19,1	64
Число случаев положительных значений	23	9	27	11	27

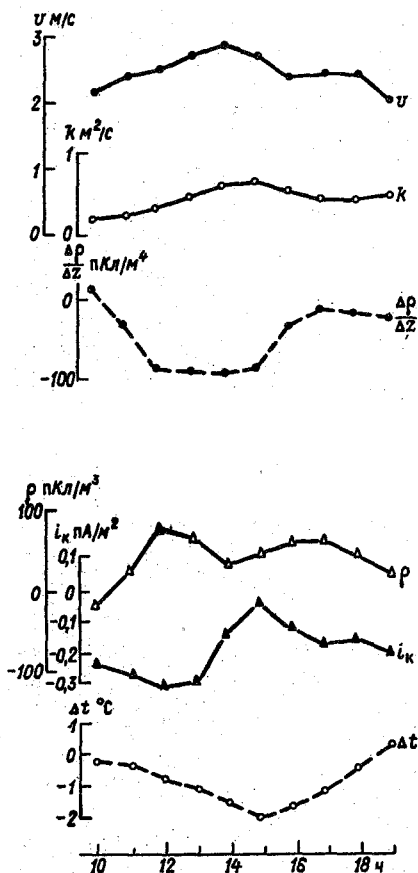


Рис. I. Временные вариации конвективного тока и характеристик, определяющих конвективный перенос заряда в атмосфере.

i_k - конвективный ток из атмосферы на землю, ρ - плотность объемного заряда, $\frac{\Delta \rho}{\Delta z}$ - градиент плотности объемного заряда, v - скорость ветра, k - коэффициент турбулентности, Δt - разность между значениями температуры на двух уровнях (1,00 и 0,05 м).

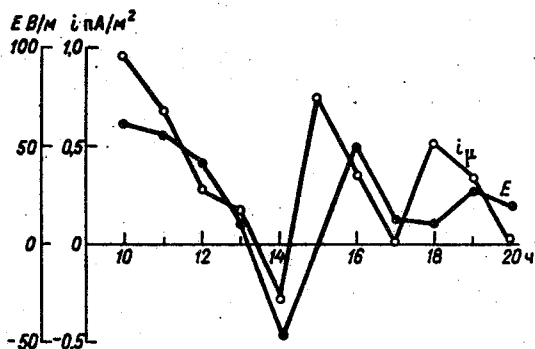


Рис.2. Временной ход плотности тока проводимости (i_λ) из атмосферы на землю и напряженности электрического поля (E) на уровне земли.

диффузии в слое 0–3 м i_d . Плотность полярного тока проводимости из атмосферы на землю непосредственно не измеряли, а подсчитывали как $i_\lambda = i - i_k$.

Как видно из приведенных в таблице результатов, средние за период наблюдений значения тока проводимости и полного тока на землю положительны. Конвективный ток из атмосферы на земную поверхность оказался в среднем за период отрицательным, а его абсолютное значение составило 27 % значения тока проводимости. Необходимо отметить, что для отдельных часовых серий измерений конвективный ток иногда превышал ток проводимости в 1,5–2 раза. Таким образом, вряд ли правомерно считать конвективный ток из атмосферы на землю, по крайней мере для наших условий, пренебрежимо малым по сравнению с током проводимости. Существенно, на наш взгляд, также то, что плотность тока диффузии в атмосфере в среднем того же порядка, что плотность тока проводимости, но варьирует в значительно больших пределах. За весь исследуемый период знак тока диффузии в атмосфере в 70 % случаев совпал со знаком конвективного тока из атмосферы на землю. В то же время ток i_k в 85 % случаев был противоположен по знаку объемному заряду в слое 0–2 м.

На рис.1 в качестве примера представлены временные вариации конвективного тока из атмосферы на землю в совокупности с вариациями некоторых характеристик, определяющих конвективный перенос

заряда в атмосфере. Приведенные кривые получены за 10 ч непрерывных измерений 21 июля 1983 г. и сглажены по известной формуле $1/$:

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

Из прочих дней 21 июля выбрано по той простой причине, что в этот день непрерывные измерения были наиболее длительными. В остальные дни из-за дождливой погоды измерения велись 3-4 ч.

На рис. 2 представлен временной ход плотности тока проводимости из атмосферы на землю и напряженности электрического поля на уровне земли также за 21 июля 1983 г. Как и следовало ожидать, ток проводимости в значительной степени определяется напряженностью поля.

Представленные в работе результаты измерений вертикальных токов следует рассматривать как предварительные. Начатые исследования предполагается продолжить.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Б р у к с К., К а р у з е р с Н. Применение статистических методов в метеорологии. - Л.: Гидрометеиздат, 1963. - 415 с.

2. И з е р г и н А.М. Прямой метод измерения вертикального конвективного электрического тока в атмосфере на уровне земли. - Ученые записки КПИ, 1958, вып. 15.

3. И з е р г и н А.М. Исследование экранирующих свойств сетки. - Ученые записки КПИ, 1958, вып. 15.

4. К о л о к о л о в В.П., Ш в а р ц Я.М. Методы наблюдений элементов атмосферного электричества. - Обнинск, 1976. - 66 с.

5. Л а к и н Г.Ф. Биометрия. - М.: Высшая школа, 1980. - 192 с.

6. Ч а л м е р с Дж.А. Атмосферное электричество. - Л.: Гидрометеиздат, 1974. - 420 с.

7. D o l e z a l e k Н. Zur Methodik Luftelektrischer Messungen. - Beitrage zur Geophysik 1962, 71, Bd 2, S.71; Bd 3, S.161; Bd 4, S.242.

8. l a r a e l s s o n S. On the conception "Fair weather condition in atmospheric electricity". - Pure and Appl. Geophys., 1978, v.116, N 1, p.149-158.

ИССЛЕДОВАНИЕ ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ
АКТИВНЫХ КОМПЕНСАТОРОВ ЗАРЯДА САМОЛЕТА
ДЛЯ ПОВЫШЕНИЯ ТОЧНОСТИ ИЗМЕРЕНИЙ НАПРЯЖЕННОСТИ
ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ НА БОРТУ САМОЛЕТОВ Ан-12 и Ил-18 (Циклон)

Заряжение летательных аппаратов (ЛА) является фактором, оказывающим существенное, зачастую решающее влияние на решение многих вопросов эксплуатации ЛА и применения их для различных научных и практических задач /1, 2/. К этим вопросам относятся, например, связь собственного заряда ЛА о вероятности поражения молнией, помехи для средств навигации и связи, влияние заряда на точность работы научной аппаратуры и, в частности, аппаратуры, измеряющей напряженность электрического поля E , и т.д.

При исследовании процессов электризации облаков, особенно в начальной стадии развития, так же, как и в некоторых других работах, решаемых с помощью самолетов, оборудованных приборами для измерения напряженности электрического поля (СПНП), требуется обеспечить точность измерений E порядка 10 В/м (I диапазон СПНП). СПНП, который имеет 4 диапазона чувствительности: 500 (I), 2500 (II), 25 000 (III) и 250 000 В/м (IV), измеряет напряженность электрического поля в местах установки датчиков (E_T). Напряженность E_T представляет собой сумму напряженности поля, вызванного зарядом самолета E_c , и напряженности внешнего поля в атмосфере E_0 /1, 2/.

Точность измерения $|E_c|$ и $|E_0|$ определяется точностью измерения $|E_T|$, а в условиях, когда в точках измерения $|E_c| \gg |E_0|$ - точностью величины $|E_c|$, которая в свою очередь определяется значением заряда самолета Q /1-3/.

Таким образом, условие высокоточных измерений напряженности внешнего электрического поля E_0 с помощью самолета можно записать в виде $|E_c| \ll |E_0|$ или хотя бы $|E_c| \leq |E_0|$.

Для подавляющего большинства современных самолетов это условие не выполняется. В особенности это относится к специально оборудованным самолетам-метеолaborаториям (СМЛ) "Циклон" Ан-12 и Ил-18, что приводит к необходимости создания специальных средств и методик для уменьшения заряда СМЛ.

Таким средством может явиться устройство активного компенсатора (АК), разработанное в ЦИАМе /4/ и примененное летом 1983 и 1984 гг. на самолетах-метеолaborаториях Ан-12 и Ил-18.

Цель настоящей работы состояла в исследовании зависимости заряда самолета-метеолaborатории Q от параметров атмосферы, самолета и активного компенсатора и разработке методики компенсации заряда до уровня, позволяющего повысить точность измерения напряженности электрического поля атмосферы и облаков до требуемого уровня.

В проведенных работах исследовалась электризация СМЛ в чистой атмосфере (без облаков), обусловленная в основном работой двигателей.

1. Оборудование СМЛ

Каждый СМЛ (Ил-18 и Ан-12) был оборудован комплектом активных компенсаторов (АК), разработанных в ЦИАМе /4/, и комплектом приборов для измерения напряженности электрического поля (СПНП), позволяющим измерять заряд самолета.

Активные компенсаторы представляли собой законцовку коаксиального кабеля (марка РК-75-15) с заостренной центральной жилой, обработанного по конической поверхности изоляционного слоя между центральной жилой и экранирующей оплеткой. Основные размеры рабочего участка активного компенсатора показаны на рис.1.

Питание активного компенсатора производилось от бортового выпрямителя БВПБ-8 с пультом управления БУП-3, позволявшим ступенчато изменять напряжение (5, 6, 8 кВ) на коронирующем электро-

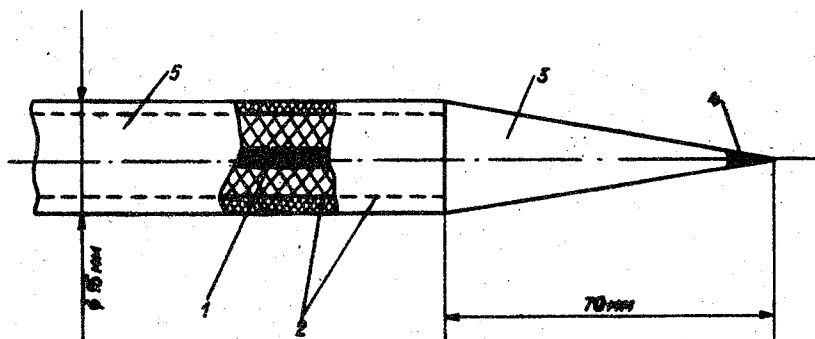


Рис.1. Эскиз рабочего участка АК.

1 - центральная жила $\varnothing = 1,5$ мм; 2 - экранирующая оплетка; 3 - коническая поверхность изоляционного слоя; 4 - заостренная часть центральной жилы; 5 - кабель РК-75-15.

де (заостренная центральная жила) любой полярности. Для плавной регулировки высокого напряжения использовали установленный на входе в блок БУП-3 лабораторный автотрансформатор ЛАТР-2М. Контроль высокого напряжения осуществляли статическим киловольтметром С-96. Электрическая схема включения АК показана на рис.2.

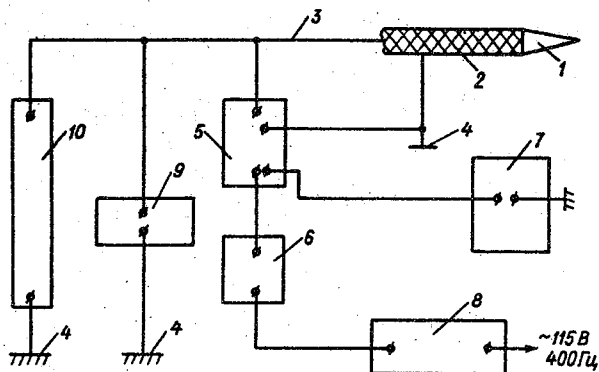


Рис.2. Электрическая схема включения АК.

1 - рабочий участок АК; 2 - экранирующая оплетка кабеля; 3 - центральная жила кабеля; 4 - электрическая масса самолета; 5 - бортовой выпрямитель БВПБ-8; 6 - пульт управления БУП-3; 7 - осциллограф К-20-21; 8 - ЛАТР; 9 - статический вольтметр С-96; 10 - балластное сопротивление ($r \approx 10^8 \text{ Ом}$).

Выпрямитель БВПБ-8 позволяет изменять знак потенциала u , подаваемого на коронирующий электрод. Знак сходящего с активного компенсатора заряда равен знаку потенциала на коронирующем электроде. По мере повышения потенциала u (при соответствующем выборе его полярности) заряд самолета может уменьшаться до нуля и даже изменять свой знак (так называемый режим перекомпенсации).

Заряд самолета измерялся с помощью СМН /1/ и записывался на шлейфный осциллограф К-20-21. Пример записи изменения заряда СМН при включении АК (с перекомпенсацией) приведен на рис.3.

Конструктивно острия АК (иглы) на обоих самолетах были выполнены одинаково, однако места установки их на Ил-18 и Ан-12 различны.

На СМН Ан-12 острия были установлены на заглушках последних иллюминаторов (20-й шпангоут) симметрично с двух сторон фюзеляжа

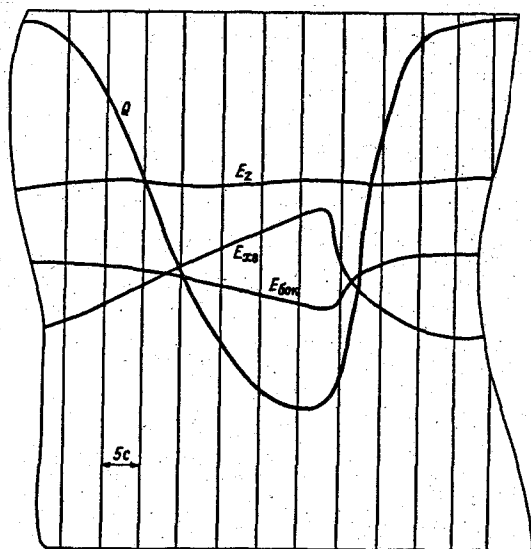


Рис.3. Пример записи изменения заряда СМЛ при включении АК (с перекompенoацией).

(I на рис.4). Расстояние от фюзеляжа до острия равно приблизительно 600 мм, расстояние от острия до коллектора (экранирующей оплетки) — около 70 мм (см. рис. I, 4, 6). За остриями, ближе к хвосту, никаких выступающих частей фюзеляжа нет (стабилизатор у самолета Ан-12 поднят), начиная с 18-го шпангоута фюзеляж плавно сужается, т.е. заброс заряженных частиц на корпус при прямолинейном полете мал.

На СМЛ Ил-18 острия были установлены на хвостовой оконечности по направлению движения: один — на заглушке АКС (кинокамеры) (I на рис.5), другой — на месте установки хвостового датчика СМНН (2 на рис.5). Расстояние между остриями 200–300 мм. Расстояние от фюзеляжа до острий — около 400 мм. Расстояние от острия до коллектора составляло 70 мм (см. рис. I, 5, 6).

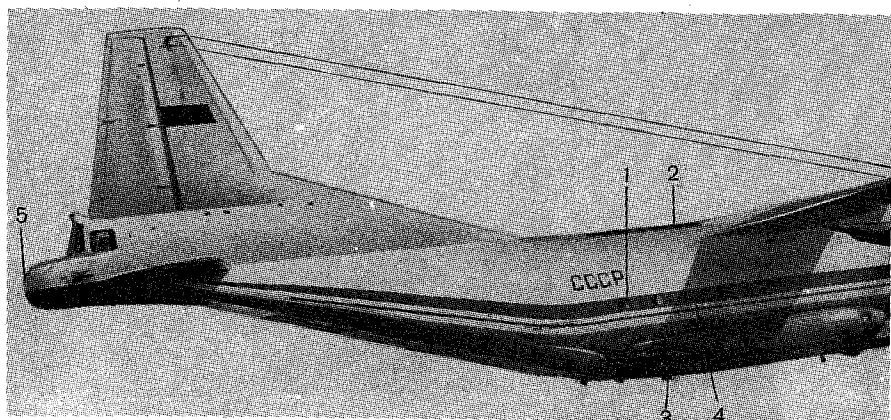


Рис.4. Расположение острий АК (1) и датчиков СПНП (2-5) на СМЛ АН-12,

2. Методика исследований

Заряд самолета Q зависит от соотношения заряжающих и разряжающих токов I .

Для интересующего нас случая - полеты вне облаков, сильное заражение от двигателей, наличие активного компенсатора, согласно I , можно написать:

$$dQ/dt = I_{I_3} - I_{II_4} - I_{II_2} - I_{II_3} \pm I_{II_5}, \quad (I)$$

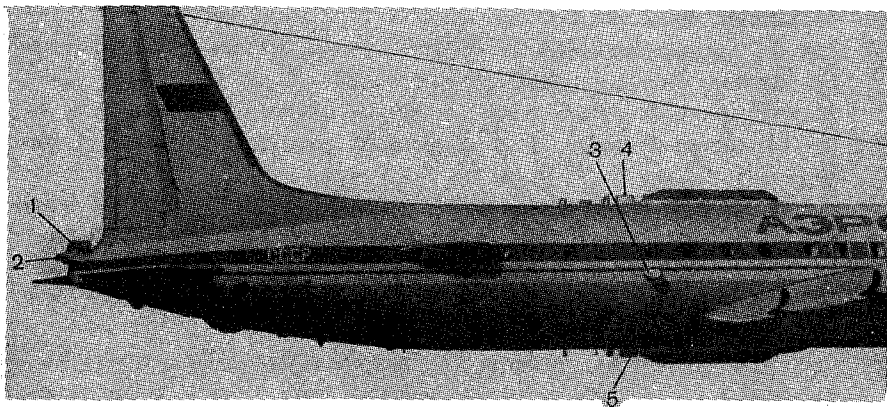


Рис.5. Расположение острий АК (1, 2) и датчиков СПНП (3-5) на СМЛ Ил-18.

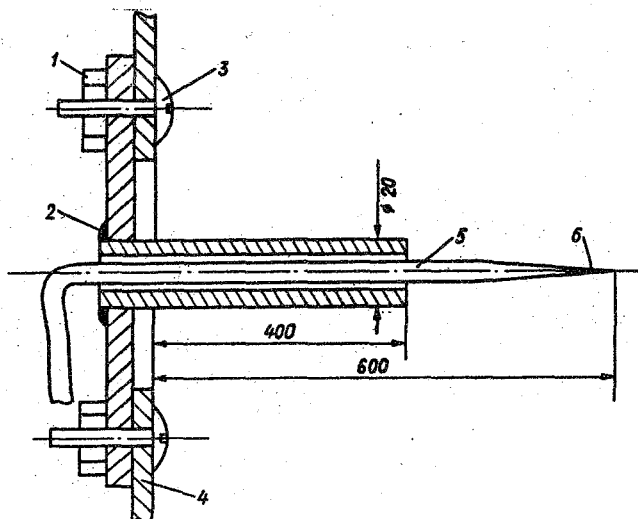


Рис.6. Эскиз устройства для крепления острия АК конструкции ЦИАМ на СМЛ Ан-12 и Ил-18.

1 - гайка М6; 2 - сварка; 3 - винт М6; 4 - обшивка фюзеляжа; 5 - кабель РК-75-15; 6 - центральная жила кабеля.

где I_{I_3} - ток зарядки, вызванный взаимодействием негоревших частиц топлива с самолетом; I_{II_1} - ток, разряжающий самолет благодаря электрической проводимости атмосферы; I_{II_2} - ток, разряжающий самолет за счет проводимости выхлопных газов и отрыва заряженной струи выхлопных газов от самолета; I_{II_3} - ток разрядки за счет коронирования отдельных участков самолета; I_{II_5} - ток коронирования острий АК, уносимый потоком воздуха (так называемый ток выноса). Ток I_{II_5} может быть как заряжающим, так и разряжающим в зависимости от напряжения, подаваемого на острие. Токи I_{II_1} и I_{II_3} зависят от высоты полета H ; I_{I_3} и I_{II_2} - от тяги двигателей G и высоты полета H ; I_{II_5} - от напряжения на иглах u и высоты полета H .

Последовательно изменяя H , G , u (тем самым изменяя заряжающий и разряжающие токи) и фиксируя Q и dQ/dt , можно построить зависимость $Q = F(H, G, u)$ и на основе этой зависимости разработать методику использования АК для увеличения точности атмосферно-электрических измерений.

При исследованиях высоту полета изменяли от 100 до 3000 м через 500 м, от 3000 до 10 000 м через 1000 м, напряжение на иглах

меняли от 0 до 8 кВ через 1 кВ. Для каждой комбинации H и u задавали три режима работы двигателей G : минимально возможный, УПРТ = 20; средний (номинальный для каждой высоты), УПРТ = 46+78; максимально возможный, УПРТ = 84 (УПРТ - указатель положения рычага тяги).

Исследовалось также влияние токов с острий АК на показания датчиков СИПН, т.е. на так называемые коэффициенты формы /1, 2/. Исследование осуществлялось путем отключения одного из острий и сравнения значений этих коэффициентов.

3. Результаты исследования и обсуждение материалов

Полученные зависимости $Q = F(H, G, u)$ представлены на рис.7, 8 для СМЛ Ан-12 и на рис.9 для СМЛ Ил-18.

Для удобства оси ординат представлены кубической шкалой.

Напряженность поля, создаваемая зарядом самолета в месте установки датчиков СИПН, пропорциональна заряду самолета Q . В общем случае $Q = -(cE_v + dE_n)$, где E_v и E_n - значения напряженности электрического поля, измеряемые соответственно верхним и нижним датчиком; c и d - коэффициенты соответственно верхнего и нижнего датчика.

В нашем случае эксперименты проводились в условиях "хорошей" погоды, т.е. при отсутствии облаков и, следовательно, при отсутствии значительных внешних электрических полей ($E_0 \approx 0$, $E_x = 0$, $E_y = 0$, $E_z < 500$ В/м), и можно считать, что напряженность поля, измеряемая датчиками, в особенности хвостовым и боковым, пропорциональна Q . Это позволяет судить о значении и изменениях Q по изменениям показаний одного датчика и заменить зависимость $Q = F(H, G, u)$ зависимостью $E_T = F(H, G, u)$.

Как следует из графиков на рис.7-9, на высотах менее 7000 м **двигатели** заряжают СМЛ до заряда, создающего в местах установки датчиков на фюзеляже $E_T \approx 8000$ В/м (III диапазон). При таком значении Q обеспечивается динамическое равновесие токов на самолет. Увеличение заряда выше этого значения сдерживается, по-видимому, резким увеличением тока I_{Π_2} , в частности, возникновением коронного разряда с пассивных разрядников. На это указывает как то, что подключение АК на "дозарядку" СМЛ приводит к незначительному увеличению заряда, так и то, что при перекомпенсации устанавливается примерно такой же по абсолютному значению заряд, обратный по знаку.

На высотах более 7000 м для Ил-18 и более 8000 м для Ан-12

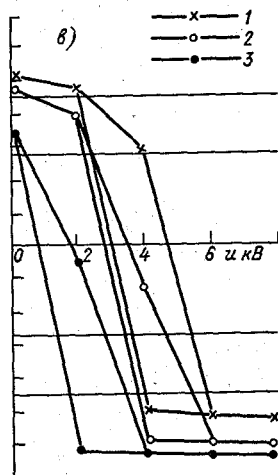
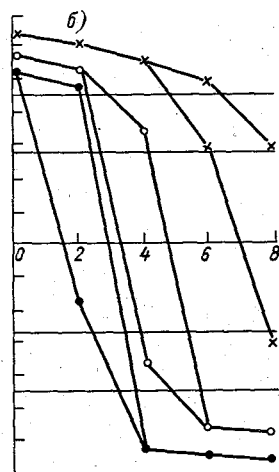
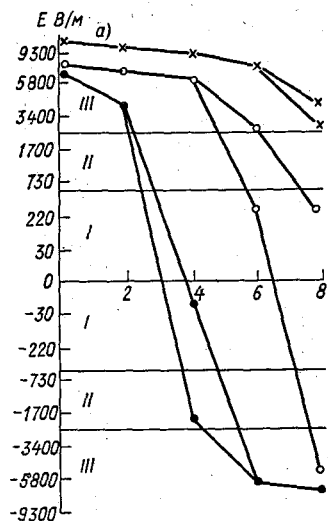


Рис.7. Зависимость электрического поля E , создаваемого зарядом Q СМЛ Ан-12, от напряжения на острие компенсатора U , тяги двигателей G и высоты полета H .

а) $H = 1000$ м, б) $H = 2000$ м, в) $H = 4000$ м; здесь и на рис.8 и 9: 1 - $G_{\text{макс}}$, УПРТ = 80; 2 - $G_{\text{нам}}$, УПРТ = 40+60; 3 - $G_{\text{мин}}$, УПРТ = 20.

заряд самолета изменяют знак и уменьшается по абсолютному значению до II диапазона ($E_r \approx 2500$ В/м).

Изменение тяги двигателей не приводило к существенному относительному изменению заряда СМЛ при выключенном АК на высотах менее 7000 м (рис.7-9). Следует отметить, что время горизонтального полета СМЛ с УПРТ-20 ограничено десятками секунд. Если учесть,

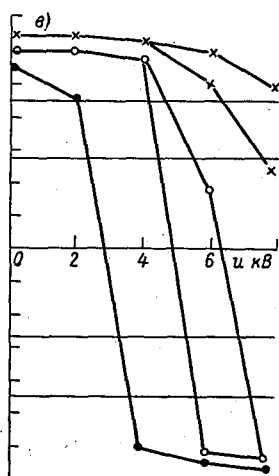
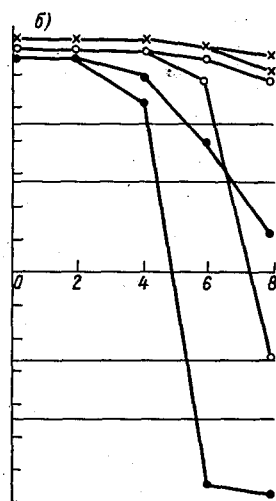
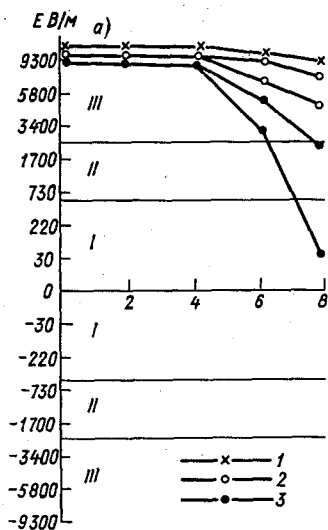


Рис.8. Зависимость заряда Q СМЛ Ан-12 от напряжения на острие компенсатора U , тяги двигателей G и высоты полета H .

а) $H = 5000$ м, б) $H = 6000$ м, в) $H = 8000$ м.

что этому режиму предшествует режим полета с большими УПРТ, то значения Q для приведенных значений E следует считать оценкой сверху (возможен неустановившийся режим).

Для снижения напряженности поля от заряда СМЛ до уровня I диапазона по приведенным на рис.7-9 графикам для любой высоты можно выбрать необходимый режим работы двигателей и АК. Например,

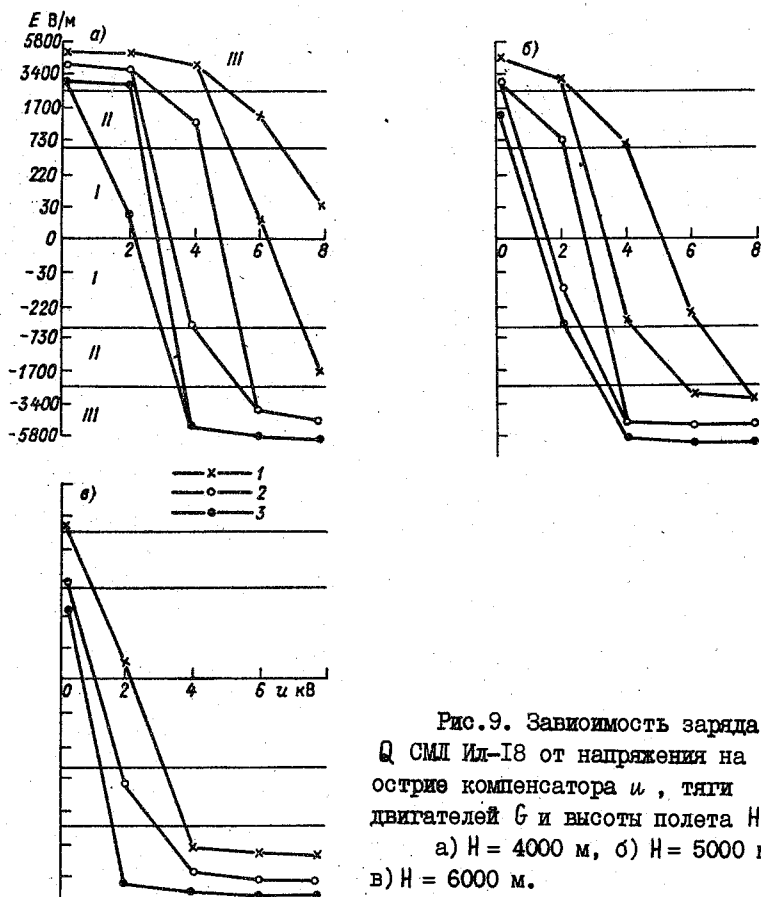


Рис.9. Зависимость заряда Q СМЛ Ил-18 от напряжения на острие компенсатора u , тяги двигателей G и высоты полета H .
а) $H = 4000$ м, б) $H = 5000$ м, в) $H = 6000$ м.

из рис.7 видно, что на высоте 1000 м компенсация заряда СМЛ Ан-12 возможна только при минимальных УПРТ и напряжении на острие 8 кВ, на высоте 2000 м компенсация при минимальных УПРТ возможна при $u = 6,7$ кВ, при номинальных УПРТ - при $u = 7+7,5$ кВ, а при максимальных УПРТ компенсация Q до уровня I диапазона невозможна.

Из рис.9 видно, что для СМЛ Ил-18 компенсация Q при номинальных режимах работы двигателей возможна только с высоты 4000 м ($u = 7$ кВ). При этом существует вероятность, что в определенных метеорологических условиях (сильная дымка, большая загрязненность и т.д.) компенсировать заряд до уровня I диапазона не удастся. Разброс значений Q при фиксированных H , G и u вызван как ошибками измерения Q , H , G , u , так и влиянием неконтролируе-

мых в проводимых экспериментах метеопараметров (влажность, температура, содержание примесей).

В эксперименте по отключению одного из острий существенного влияния тока с острий на коэффициенты формы не обнаружено.

В результате проведенных экспериментов (50 ч для СМЛ Ан-12 и 20 ч для СМЛ Ил-18 можно сделать следующие выводы:

1. Исследованы возможности активного компенсатора конструкции ЦИАМ по компенсации заряда самолетов, возникающего в результате двигательной электризации и построены зависимости заряда самолета от параметров атмосферы (высота полета), самолета (тяга двигателей) и активного компенсатора (напряжение на остриях).

2. Выбраны места установки острий компенсатора, приемлемые как с точки зрения технологии установки и обслуживания, так и с точки зрения функционального назначения.

3. Компенсаторы конструкции ЦИАМ могут успешно применяться на СМЛ Ан-12 и Ил-18 при полетах в чистой атмосфере для уменьшения собственного заряда СМЛ, возникающего от двигательной электризации, с целью повышения точности атмосферно-электрических измерений.

4. Компенсаторы существующей конструкции обеспечивают устойчивую перекомпенсацию (изменение знака заряда самолета) для всех режимов работы двигателей для СМЛ Ан-12 с высот более 4000 м, для СМЛ Ил-18 с высот 5000 м и более.

5. На высотах менее 4000 м компенсация обеспечивается с вероятностью, которая помимо высоты, тяги двигателей и потенциала острия зависит от метеопараметров, неконтролировавшихся в данных экспериментах (температура, влажность, содержание примесей). Эта зависимость требует дополнительных исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. И м я н и т о в И.М. Электризация самолетов в облаках и осадках. - Л.: Гидрометеиздат, 1970. - 210 с.

2. И м я н и т о в И.М. Приборы и методы для изучения электричества атмосферы. - М.; Л.: ГТТИ, 1957. - 438 с.

3. Ч у б а р и н а Е.В. К методике обработки данных высотных измерений напряженности электрического поля атмосферы. - Труды ИТО, 1977, вып. 350, с. 87-90.

4. В а т а ж и н А.Б., Л и х т е р В.А., Т р у н о в О.К. Активная компенсация электрического заряда летающей лаборатории Ту-104 А. - Труды ЦИАМ, 1983, № 1024.

О ТОЧНОСТИ РОТАЦИОННОГО ФЛЮКСМЕТРА С СИНХРОННЫМ ДЕТЕКТОРОМ

Предметом настоящего рассмотрения являются некоторые специфические погрешности традиционного измерителя напряженности электрического поля атмосферы, связанные для приборов данного типа с функциональными операциями: модуляцией и преобразованием поля датчиком с пластинами секторной формы и синхронным детектированием с помощью диодного детектора кольцевого типа /1, 2/. Кратко рассмотрены некоторые методы уменьшения специфических погрешностей ротационного флюксметра с синхронным детектором. Погрешности, не являющиеся специфическими для измерителей данного типа, например, вызванные нелинейными искажениями, здесь не учитываются.

Напряжение на выходе датчика, если пренебречь влиянием входных цепей, которое наиболее просто было рассмотрено в статье /3/ с помощью рядов Фурье, пропорционально величине $u_1(t)$, которую можно представить следующей формулой:

$$u_1(t) = \frac{d[E(t) \cdot S(t)]}{dt}, \quad (I)$$

где $S(t)$ — площадь экспонируемой поверхности измерительного электрода, $E(t)$ — измеряемая напряженность электрического поля атмосферы, в общем случае являющаяся функцией времени. При датчике ротационного типа с традиционной секторной формой пластин $S(t)$ изменяется линейно в пределах каждого полупериода ($T/2$):

$$S(t) = at \quad \text{при} \quad 0 \leq t \leq (T/2), \quad (2)$$

$$S(t) = a(T-t) \quad \text{при} \quad (T/2) \leq t \leq T. \quad (3)$$

Нормируя входящие сюда величины, можно принять $S(T/2) = 1$ и $T = 2$. Тогда сигнал на выходе синхронного детектора $u_2(t)$ при $0 \leq t \leq 1$ пропорционален $u_1(t)$, а при $1 \leq t \leq 2$ пропорционален $-u_1(t)$. Очевидно, что при измерениях $E(t)$ выходные сигналы должны осредняться, по крайней мере в пределах периода T . Сами сигналы могут иметь вообще сложную форму (см., например, рис.1 и 2), но из формулы (I) получается простое выражение для среднего значения $u_2(t)$ (с учетом принятой нормировки):

$$2\overline{u_2(t)} = \int_0^1 u_1(t) dt - \int_1^2 u_1(t) dt = [tE(t)] \Big|_0^1 - [(2-t)E(t)] \Big|_1^2, \quad (4)$$

поэтому здесь не нужно обращаться к рядам Фурье и достаточно ограничиться рассмотрением характерных особенностей. Если $E(t)$ в интервале осреднения изменяется линейно (или, в частности, постоянно), то элементарный расчет по формуле (4), естественно, приводит к равенству

$$\overline{u_2(t)} = \overline{E(t)}.$$

Однако в особых случаях могут встретиться и расхождения (например, при синусоидальном входном сигнале с частотой, равной частоте коммутации). Пусть

$$E(t) = \sin(\pi t + \varphi),$$

его среднее значение равно нулю. Вычисляя соответствующее среднее значение $\overline{u_2(t)}$ по формуле (4), получим, что $\overline{u_2(t)} = -\sin \varphi$. Следовательно, в этом случае $\overline{u_2(t)} = \overline{E(t)} = 0$ только при $\varphi = 0^\circ$ или $\varphi = 180^\circ$, а при всех остальных значениях φ появляется постоянный сигнал, достигающий по абсолютному значению амплитуды исходного колебания, когда $\varphi = 90^\circ$ или $\varphi = 270^\circ$. Паразитный сдвиг нуля, зависящий от фазы и амплитуды помехи, может существенно исказить результаты измерений.

Подобные помехи имеют, как правило, внутреннее происхождение. Их источниками могут быть, например, генераторы опорного (коммутирующего) напряжения, контактные разности потенциалов и паразитные заряды различного происхождения (в частности, в результате попадания в датчик электрически заряженных частиц облаков, осадков и пыли). Механизм образования синфазной помехи связан с операциями модуляции и преобразования электрического поля, когда наряду с полезной модуляцией измеряемого поля имеет место модуляция паразитного постоянного заряда на измерительном электроде (потенциала V_n) за счет вариаций емкости. Действительно, если на измерительном электроде существует некоторый паразитный потенциал V_n и при вращении экранирующего электрода появляется вариационная

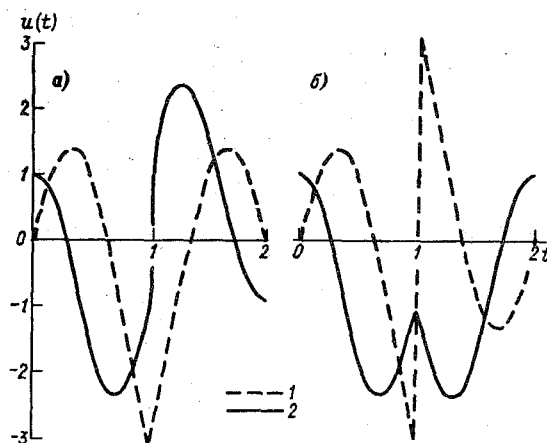


Рис.1. Форма колебаний $u(t)$ на выходе датчика (а) и синхронного детектора (б) при сдвиге фаз $\varphi = 0^\circ$ (1) и $\varphi = 90^\circ$ (2). Частота сигнала равна частоте коммутации. Значения $u(t)$ и t указаны в относительных единицах.

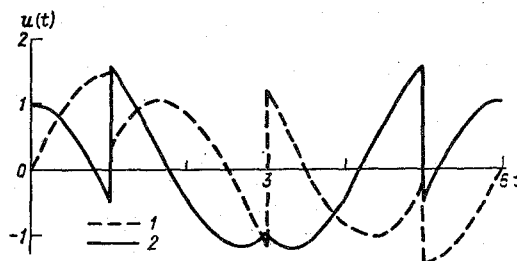


Рис.2. Форма колебаний $u(t)$ на выходе синхронного детектора при частоте сигнала, в три раза меньшей частоты коммутации. Усл. обозначения см. рис.1.

составляющая паразитной емкости измерительного электрода Δc , то это вызовет ток смещения

$$i_c(t) \sim V_n \cdot j\omega \Delta c \cdot \sin \omega t,$$

который создаст на выходе датчика (например, на нагрузке R чисто резистивного характера) напряжение синфазной помехи $u_n = i_c(t)R$.

В литературе встречаются указания на то, что флюксметр с

усилителем переменного напряжения и синхронным детектором свободен от дрейфа нуля /4/. Однако, как показывает практика измерений, флюксметр с синхронным детектором без специальных мер защиты оказывается наиболее уязвимым к действию синхронных помех. При этом характерным дефектом являются сбой и дрейф нуля. В чистом виде эффект сбоев нуля наблюдается в тех случаях, когда амплитуды и фазы помех изменяются со временем относительно мало. В противном случае возникает дрейф нуля, т.е., как правило, периодические и "плавающие" изменения показаний флюксметра.

Следует отметить, что сбой нуля, вызываемые помехой, источником которой является генератор опорного напряжения, могут остаться просто незамеченными, так как они могут быть сравнительно легко скомпенсированы балансировкой схемы синхронного детектора при ее настройке. Как показывает опыт работы с образцами самолетного прибора для измерения электрического поля атмосферы E , при $E \sim 2 \cdot B \text{ см}^{-1}$ погрешность измерений без принятия специальных мер для подавления синхронных помех, создаваемых, например, только электродвигателем датчика синхронного типа, питающегося от генератора переменного напряжения с частотой 400 Гц, может составлять несколько десятков и даже сотен процентов. При этом случайные сбой нуля могут вызываться (вследствие изменения фазы питающего напряжения) простым включением и выключением как самого флюксметра, так и любого другого прибора, питающегося от того же генератора. Повышение уровня отношения сигнал/помеха на выходе ротационного флюксметра с синхронным детектором в условиях наличия синхронных и синфазных помех на его входе является настоятельной необходимостью, если преследуется цель повышения точности измерений и реальной чувствительности флюксметра.

Укажем в общих чертах на некоторые возможные меры по повышению помехоустойчивости ротационного флюксметра с синхронным детектором в отношении синхронных и синфазных помех. Рассмотрим сначала меры по повышению помехоустойчивости в отношении синхронных помех. Из известных способов борьбы с синхронными помехами назовем возможность включения цепей частотной селекции (например, ФНЧ, резонансных фильтров и т.п.) перед синхронным детектором или на входе усилителя, а также выполнение усилителя избирательным по частоте. Достоинством этих способов является то, что синхронные помехи на вход синхронного детектора или совсем не поступают, или приходят существенно ослабленными. Недостатком этих способов является относительная сложность цепей частотной селекции, а также возможность искажений ими полезного сигнала, в частности его

фазовых характеристик, что может приводить к дополнительному снижению точности измерений.

Другим, не менее эффективным и в то же время наиболее простым способом является использование самого синхронного детектора в качестве цепи частотной селекции, т.е. частотного фильтра. Отметим, что эта функция синхронного детектора в ротационном флюксметре реализована далеко не полностью. Реализована лишь функция синхронного детектора в качестве фазового детектора с целью определения знака составляющих электрического поля атмосферы. Однако синхронный детектор представляет собой гребенчатый фильтр, чувствительный лишь к определенной решетке частот со скважностью, определяемой частотой коммутации. Практика работы с приборами для измерения напряженности электрического поля атмосферы, у которых синхронный детектор наряду с функцией фазового детектора выполнял и функцию оптимального частотного фильтра, показала, что коэффициент подавления синхронных помех может достигать нескольких десятков децибел. Таким образом, этот способ оказывается даже более эффективным по сравнению со способом, предусматривающим использование дополнительных цепей частотной селекции. Однако на практике могут встретиться случаи, когда наиболее рационально использовать одновременно оба способа.

Рассмотрим теперь меры по повышению помехоустойчивости ротационного флюксметра по отношению к синфазным помехам. Если обойти нуль не меняется со временем, то он может быть сравнительно легко компенсирован или балансировкой схемы синхронного детектора, или подачей на градуировочную пластину датчика специального компенсирующего напряжения. Сложнее обстоит дело, если амплитуда и фаза помехи медленно меняются со временем, вызывая дрейф нуля. Он появляется в тех случаях, когда источником синфазной помехи является относительно консервативный, но не строго постоянный во времени потенциал на измерительной пластине, возникший в силу разных причин (например, контактной разности потенциалов, заряжения частицами осадков и пыли и т.д.). В этом случае эффективным способом снижения синфазной помехи может оказаться минимизация значения вариационной составляющей паразитной емкости измерительной пластины. Для его применения требуется изменение конструкции или отдельных электродов (пластин), или датчика в целом (например, путем включения в него дополнительных электродов и т.д.). При использовании такого способа коэффициент подавления синфазной помехи может достигать нескольких десятков децибел, что подтверждают данные опыта.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бонч-Бруевич А.М. Радиоэлектроника в экспериментальной физике. - М.: Наука, 1966. - 680 с.

2. Имянитов И.М. Приборы и методы для изучения электричества атмосферы. - М.: Гостехиздат, 1957. - 483 с.

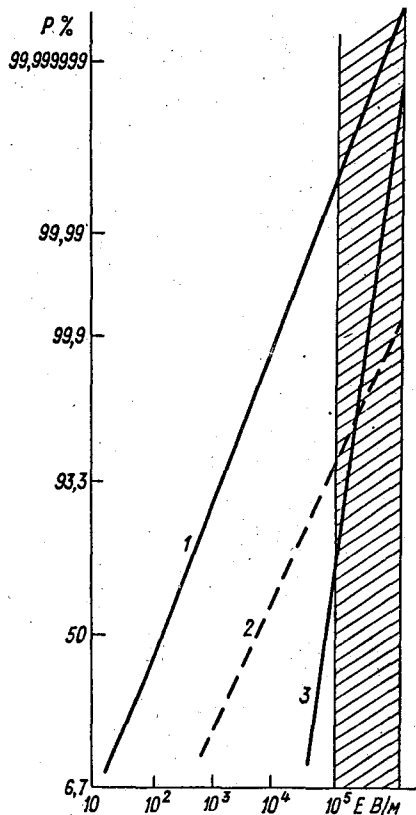
3. Сула Э.В. К общей теории электростатического флюксметра. - Труды ИТО, 1969, вып.242, с.40-44.

4. Lane - Smith D.R. A new design of sign-discriminating fieldmill. - J. Atm. Terr. Phys., 1967, v.29, N 6, p.678-699.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ОБЛАКА ДЛЯ САМОЛЕТА

Увеличивающийся парк самолетов, полеты в более широком диапазоне метеорологических условий, с большими скоростями привели к увеличению числа поражений самолетов молнией. Поражения случаются иногда в условиях, полеты в которых по метеообстановке считаются безопасными /6/. Наблюдаемые случаи поражения самолетов молнией в негрозовых облаках (например, типа N_s) привели к необходимости рассмотрения большого количества экспериментальных данных о значениях напряженности электрического поля в облаках разных типов с целью выяснения возможности возникновения в них грозового разряда /6, 8/. На приведенном рисунке представлено интегральное распределение значений напряженности электрического поля в слоисто-дождевых и кучево-дождевых облаках в вероятностно-логарифмическом масштабе (по оси абсцисс – значения напряженности электрического поля E в логарифмическом масштабе, по оси ординат – вероятность встречи полей, меньших E , в процентах в масштабе интеграла вероятности). Подобные графики, построенные на несколько меньшем материале, а также способ их построения даны в работе /3/. По приведенному графику можно судить о вероятности встречи в облаках данного типа напряженности электрического поля меньше данного значения. Например, вероятность встречи предразрядного значения напряженности электрического поля ($E \sim 10^5$ В/м) в облаках типа N_s меньше 0,001 %, а в облаках типа C_b она около 0,7 %. Вероятность появления в облаках типа N_s пробойного значения электрического поля ($E_{кр} \sim 10^6$ В/м) меньше 10^{-7} % (т.е. почти невероятно появление самостоятельной молнии в облаках типа N_s).

Заштрихованная на рисунке область – область напряженности электрического поля в диапазоне значений, при которых никнуть электрический разряд, если он будет спровоцирован дополнительным условием, например заряженным ловихом развития разряда см., например, /6/). На рисунке также представлено распределение напряженности поля, связанного с зарядением самолета Ли-2 при дождевых облаках (прямая построена на основании данных в работе /9/). Видно, что самолет в облаке сильно, напряженность поля, связанная с большой вероятностью достигает пробивных значений, наступающих оттого, что электрической энергии



Распределение значений напряженности электрического поля атмосферы в облаках типа $N_s(I)$, $C_b(2)$ и напряженности электрического поля, обусловленного зарядением самолета Ли-2 в облаках типа $N_s(3)$, представленное в вероятностно-логарифмическом масштабе /3, 8, 9/.

статочно для поддержания разряда /4/. Но если сильно заряженный самолет попадает в область предразрядных полей (около 10^5 В/м), то он может спровоцировать молнию. В этом случае разряд энергетически обеспечивается зарядом облака. Вероятность поражения самолета в облаках данного типа может быть рассчитана по кривой вероятности встречи поля с напряженностью, достаточной для поддержания разряда ($E_{обл} \geq 10^5$ В/м), и по кривой вероятности встречи заряда самолета, обеспечивающего начала разряда ($E_q \geq 10^6$ В/м). Произведение этих вероятностей, помноженное на коэффициент корреляции между полем атмосферы и зарядом самолета (k), дает вероятность поражения самолета молнией:

$$P[(E_{обл} + E_q) \geq 10^6] = k P(E_{обл} \geq 10^5) \cdot P(E_q \geq 10^6), \quad (I)$$

где

$$P[(E_{обл} + E_q) \geq 10^6 \text{ В/м}]$$

– вероятность встречи ситуации, когда суммарная напряженность электрического поля в облаке и заряда самолета окажется больше (или равной) 10^6 В/м, т.е. значения, при котором происходит электрический пробой облачного воздуха; $P(E_{обл} \geq 10^5 \text{ В/м})$ – вероятность образования в облаке области с предразрядной напряженностью электрического поля; $P(E_q \geq 10^6 \text{ В/м})$ – вероятность того, что самолет в облаке зарядится до такого значения, что напряженность электрического поля, связанного с этим зарядом, достигнет пробойных значений.

Для самолета Ли-2 коэффициент $k = 0,6/4$, тогда вероятность поражения его молнией в облаках типа N_s , подсчитанная по данным рисунка, равна примерно $0,6 \cdot 10^{-6}$. Эта чрезвычайно маленькая вероятность, тем не менее, может быть реализована на практике. Так, в 1975 г. самолет-лаборатория Ил-14 был поражен молнией /4/. Таким же способом может быть подсчитана вероятность поражения других типов самолетов, если определить кривую E_q для данного типа самолета, считая кривую $E_{обл}$ заданной.

Очевидно, что обеспечение безопасности полетов самолетов является задачей первостепенной важности.

В работе /8/ проведен анализ синоптической ситуации, при которой наблюдаются сильнозаряженные слоисто-дождевые облака, а в работе /6/ проведен такой же анализ для случаев поражения самолетов молнией. Результаты обеих работ совпали. Большие предразрядные электрические поля в слоисто-дождевых облаках и случаи поражения самолетов наблюдаются в основном в облаках, развивающихся на холодных и вторичных холодных фронтах, дающих умеренные или слабые осадки, при температуре от -10 до $+10$ °C (максимум повторяемости приходится на температуру от -1 до -2 °C, в зонах со слабой болтанкой и слабыми градиентами скорости ветра).

В работе /8/ приводятся сведения об анализе измерений электрических полей в облаках. Оказалось, что только в 5 % случаев в слоисто-дождевых облаках, образующихся в ситуациях, признанных опасными, наблюдаются действительно большие значения напряженности электрических полей, близкие к предразрядным. Поэтому синоптические признаки являются недостаточными для сигнализации пилоту об электрической опасности облака, тем не менее представляется целесообразным продолжать исследование возможных синоптических предикторов, предупреждающих об электрической опасности облака. В

случае из нашей практики, когда самолет-метеолaborатория Ил-14 был поражен молнией /4/, данные радиозондирования, подкрепленные радиолокационными данными и данными о болтанке самолета, по времени близкие к моменту поражения, показали, что грозовая обстановка по району в момент поражения не могла возникнуть, а самолет был вдалеке от развитых кучево-дождевых облаков, тем не менее разряд на самолет произошел.

Одним из наиболее достоверных признаков грозоопасности облаков является наличие в них зон интенсивной радиолокационной отражаемости. Радиолокационные характеристики облаков, полученные на основании показаний самолетных радиолокаторов, а где это было возможно на основании показаний МРЛ, свидетельствуют, что в 46 % случаев поражения самолетов молниями на экране радиолокатора засветок вообще не наблюдалось, в 13 % слабо наблюдались засветки негрозового характера, в 37 % засветки наблюдались в стороне от трассы (более 10 км) /6/. Не отмечалось радиолокационных засветок и в случае, когда наш самолет-метеолaborатория был поражен молнией /4/.

Следовательно, в условиях негрозовой облачности радиолокатор не может сигнализировать летчику об электрической опасности облака.

В таких облаках для предотвращения возможности попадания самолета в опасную в электрическом отношении зону необходимо прямое измерение напряженности электрического поля, обусловленного зарядом облака и электрическим зарядом самолета.

К сожалению, до сих пор самолеты не имеют на борту аппаратуры, способной сигнализировать о возможной опасности поражения молнией ($E_{\text{всл}} + E_a \approx 10^6 \text{ В/м}$).

В настоящей работе рассмотрен один из методов определения такой опасности, основанный на измерении напряженности электрического поля атмосферы E и заряда самолета Q . Анализ материалов /4/ показал, что необходимо одновременное измерение именно этих двух параметров, так как только в условиях возникновения в облаке больших электрических полей сильно заряженный самолет может спровоцировать на себя разряд.

Как известно /1/, напряженность электрического поля в некоторой i -й точке поверхности самолета (E_i) складывается из напряженности поля атмосферы E , усиленной в результате искажения поля телом самолета (рассматриваем самолеты, изготовленные из электропроводящего материала), и напряженности поля, связанного с зарядом самолета Q .

Для электрического поля атмосферы, составляющие которого направлены вдоль осей выбранной системы координат, связанной с самолетом, и положительного заряда самолета (напомним, что поле от заряда самолета направлено по нормали к поверхности) составляющие вектора напряженности поля могут быть найдены из уравнений:

$$E_1 = K_{E_1} E_z + K_{q_1} Q \cos \alpha_1,$$

$$E_2 = K_{E_2} E_z + K_{q_2} Q \cos \alpha_2,$$

$$E_3 = K_{E_3} E_x + K_{q_3} Q \cos \beta_3 \sin \alpha_3,$$

$$E_4 = K_{E_4} E_y + K_{q_4} Q \sin \alpha_4 \sin \beta_4, \quad (2)$$

где E_x, E_y, E_z — составляющие вектора напряженности электрического поля атмосферы вдоль осей координат; K_{E_i} — коэффициенты искажения поля атмосферы телом самолета в i -й точке для составляющих вектора напряженности поля; K_{q_i} — коэффициент пропорциональности между зарядом самолета и создаваемым им полем в i -й точке поверхности самолета; E_1, E_2, E_3, E_4 — значения напряженности электрического поля, измеренные датчиками, расположенными в соответствующих точках самолета на пересечении электрических нейтралей; α_i — угол между нормалью к поверхности самолета в i -й точке и вертикальной осью координат; β_i — угол между проекцией нормали на плоскости XOY и осью OX.

Коэффициенты K_{E_i} и K_{q_i} определяются по модели данного типа самолета в лаборатории /1/. Углы α_i и β_i известны из конструкции данного типа самолета; E_1, E_2, E_3, E_4 измеряются во время полета известным методом /1/. Следовательно, можно следить за значением напряженности поля в нескольких точках самолета во время полета, и эта информация может быть представлена пилоту для принятия решения по обходу опасной зоны.

Ввиду того что электрическое поле атмосферы искажается телом самолета неравномерно и заряд самолета распределяется по поверхности также неравномерно, существуют отдельные участки поверхности самолета (выступающие, заостренные), где напряженность поля превышает среднюю (на ровной части фюзеляжа) более чем в 10 раз /1/. Эти участки, называемые в дальнейшем опасными точками, чаще всего и прежде всего поражаются молнией.

Действительно, в 1958 г. была оставлена сводка о вероятности поражения молнией отдельных частей самолета по данным США на основании нескольких сот случаев /6, 10/. Оказалось, что поражение радиоантенн происходит в 27 %, крыльев - в 22 % (из них половина приходится на закрылки), плоскостей оперения - в 21 %, фюзеляжа - в 15 % (из них 12 % приходится на нос), винтов - в 7 %, антенн радиокompаса - в 2 % случаев. Значит, для определения опасности поражения самолета молнией, по-видимому, достаточно следить за электрическим полем в опасных точках. Действительно, можно установить датчики самолетного прибора для измерения напряженности электрического поля во всех опасных точках поверхности самолета, соединить каждый с измерительным каналом, состоящим из усилителя, фазового детектора, фильтра, и получаемый сигнал, пропорциональный действующему на датчик полю, а значит, полю в опасной точке, через коммутатор подавать на индикатор, установленный в кабине пилота.

Однако кажущаяся простота этого метода связана со многими неудобствами, так как требует установки большого количества датчиков, причем не все опасные точки могут быть ими оборудованы как в силу геометрии датчиков и самолета, так и по другим техническим причинам. Поэтому приборы могут быть помещены в любой удобной для их расположения точке самолета, если известны пересчетные коэффициенты искажения. Конечно, лучше располагать приборы на пересечении нейтральных плоскостей. В этом случае упрощается измерение составляющих вектора напряженности электрического поля, что может помочь в выборе направления маневрирования самолета при обходе опасной зоны.

Предлагаемый метод заключается в том, что контролируется напряженность поля в каждой опасной точке путем измерения ее в нескольких удобных для расположения приборов точках. Тогда напряженность электрического поля атмосферы, усиленная полем индуцированного им заряда самолета в каждой i -й точке, может быть подсчитана как

$$E_i = \sqrt{K'_i E_x^2 + K''_i E_y^2 + K'''_i E_z^2},$$

где составляющие E_x , E_y , E_z определяются системой (2). Заряд самолета вычисляется по результатам измерений каких-либо двух датчиков /1/: $Q = aE_1 + bE_2$. Соответственно напряженность электрического поля в i -й точке, обусловленная зарядом самолета,

будет $E_{q_i} = K_{q_i} Q$. Если в реальном осуществлении трудно получить полную напряженность электрического поля, то критическое значение устанавливается по составляющей, направленной вдоль фюзеляжа (по датчикам, установленным в носовой или хвостовой части фюзеляжа). Если датчики приборов расположены сверху и снизу фюзеляжа, т.е. измеряют вертикальную составляющую напряженности электрического поля, то необходимо ввести пересчетный коэффициент на усиление поля в носовой части (но надо иметь в виду, что этот коэффициент может быть больше 10). Практика показывает, что в неоднородных облаках горизонтальные составляющие обычно превосходят вертикальные и в этом случае введение пересчетного коэффициента может оказаться недостаточно эффективным. Опасной для самолета будет зона, в которой поле заряда самолета достигает 10^6 В/м и больше, а электрическое поле атмосферы 10^5 В/м и больше /8/.

Анализ непосредственных измерений напряженности электрического поля в облаках /4, 6, 9/ показал, что зоны больших электрических полей в облаках слоистых форм являются достаточно протяженными, занимая в среднем по горизонтали 15–30 км, а по вертикали 0,5–1 км. Если установить порог на двухкоординатном индикаторе несколько сдвинутым по отношению к критическим значениям напряженности электрического поля и заряда самолета, при которых происходит разряд (например, на уровне $E_{атм} \sim 0,5 \cdot 10^5$ В/м, $E_q \sim 0,5 \cdot 10^6$ В/м), то возможен маневр по отношению опасной зоны, поскольку ее вертикальные размеры значительно меньше горизонтальных. Средние фоновые поля в облаках типа *Ns* обычно 100–200 В/м и даже в южных областях (Ташкент) они составляют 500–700 В/м, что более чем на два порядка меньше принятого порогового значения E .

Зоны неоднородностей электрического поля в облаках слоистых форм обычно невелики. Они характеризуются средней протяженностью 100 м и превышением напряженности электрического поля в зоне на 20–30 % над средним уровнем, поэтому маловероятно, чтобы они представляли опасность для самолета или были бы ошибочно приняты за опасную зону, прибор не должен их отмечать.

Большой заблаговременности при данном способе оповещения об опасности достичь невозможно, но по опыту полетов (см. /6, 8/), самолет находился в области предразрядных полей более 10 мин, прежде чем произошло поражение его молнией.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. И м я н и т о в И.М. Приборы и методы для измерения электричества атмосферн. - М.: Гостехиздат, 1957. - 483 с.
2. И м я н и т о в И.М. Электризация самолетов в облаках и осадках. - Л.: Гидрометеиздат, 1970. - 211 с.
3. И м я н и т о в И.М., Ч у б а р и н а Е.В., Ш в а р ц Я.М. Электричество облаков. - Л.: Гидрометеиздат, 1971. - 93 с.
4. И м я н и т о в И.М. и др. Анализ условий поражения самолета атмосферно-электрическим разрядом вне кучево-дождевых облаков / И.М.Имянитов, Г.П.Павлова, Ю.Ф.Пономарев, Е.В.Чубарина. - Труды ИТО, 1980, вып.424, с.3-16.
5. Л е б Л. Статическая электризация. - М; Л.: Госэнергоиздат, 1963. - 350 с.
6. М е т о д и ч е с к о е п и с ь м о. Физические и метеорологические условия, приводящие к поражению самолетов атмосферно-электрическими разрядами вне кучево-дождевых облаков. - Л.: Гидрометеиздат, 1981. - 39 с.
7. П а в л о в а Г.П., П о н о м а р е в Ю.Ф., Ч у б а р и н а Е.В. Исследование метеорологических и электрических параметров конвективного облака. - Труды ИТО, 1981, вып.442, с.3-11.
8. Ч у б а р и н а Е.В. Большие электрические поля в облаках слоистых форм. - Труды ИТО, 1977, вып.350, с.80-86.
9. Ч у б а р и н а Е.В., И м я н и т о в И.М. Заряжение самолета Ли-2 в облаках слоистых форм. - Труды ИТО, 1968, вып.225, с.106-116.
10. F e r r a r y G.A. Cariche e scariche elettriche sugli aeroplani in volo. - L'elettrotecnica, 1960, v.47, N 7, p.499-501.

ИЗМЕРЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ОБЛАЧНОЙ СРЕДЫ В КАМЕРЕ ТУМАНОВ

Одной из задач, решаемых при физическом моделировании процессов электризации облаков в камерах туманов, является задача создания облачной среды, измерения параметров этой среды, влияющих на процесс электризации и меняющихся в ходе эксперимента. Эта задача содержит три основных направления:

1. Анализ параметров генерируемой облачной среды и частиц осадков, ее воспроизводимость и возможность модификации.
2. Анализ работы измерительных приборов в моделируемых облачных условиях, формирование измерительного комплекса и способов контроля точности измерений.
3. Разработка методики проведения экспериментов и обработки результатов.

В данной работе рассматривается только одно из направлений — работа камеры туманов в режиме облачной камеры и измерение параметров моделируемой облачной среды. Эта работа является частью исследований, проводимых в камере туманов ГГО при моделировании процессов электризации облаков.

Оборудование камеры туманов состоит из двух систем: системы, создающей заданную облачную среду, и системы, измеряющей параметры облачной среды.

Система создания облачной среды. Система состоит из корпуса камеры, холодильного оборудования, парогенератора, устройства ввода частиц осадков, системы вентиляции камеры и некоторого вспомогательного оборудования. Схема расположения оборудования показана на рис.1. Корпус камеры ограничивает объем, занимаемый туманом, служит для размещения измерительных приборов и является эквипотенциальной поверхностью электрического поля объемного заряда тумана. Холодильное оборудование позволяет менять температуру облачной среды от $+25$ до -20 °C. Парогенератор создает пересыщение водяного пара и определяет скорость конденсационного роста облачных капелек. Система вентиляции позволяет перемешивать среду внутри камеры или осуществлять продувку наружным воздухом. Описание, принцип работы и результаты предварительных испытаний данной системы (без устройства ввода частиц осадков) приведены в работе /9/.

Устройство ввода частиц осадков позволяет расширить дисперсный и физико-химический состав частиц, находящихся в рабочем объ-

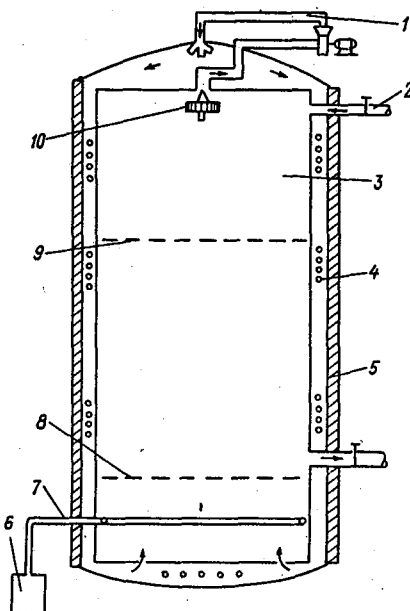


Рис.1. Схема камеры и расположения оборудования.

1 - система внутренней вентиляции; 2 - система наружной вентиляции; 3 - рабочий объем; 4 - охлаждающие батареи; 5 - теплоизоляция; 6 - парогенератор; 7 - трубопровод подачи пара; 8, 9 - нижний и верхний уровни размещения измерительных приборов; 10 - устройство ввода частиц осадков.

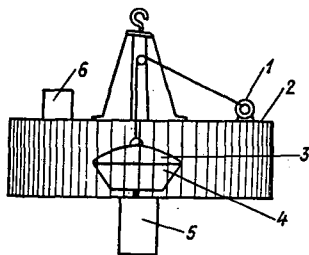


Рис.2. Устройство ввода частиц осадков.

еме камеры, т.е. позволяет использовать камеру туманов в режиме облачной камеры. Данное устройство позволяет вводить как твердые, так и жидкие частицы осадков. Внешний вид устройства приведен на рис.2. При сбросе твердых частиц осадков оно состоит из чашки 4, укрепленной на оси высокооборотного двигателя постоянного тока 5 (7000 об/мин при напряжении питания 27 В). В чашку засыпаются подготовленные частицы осадков, например замороженные водяные капли, ледяные сферы, частицы крупы. Для того чтобы предотвратить взаимодействие ледяных частиц с водяным паром и туманом в процессе подготовки эксперимента, чашка закрывается крышкой 3.

Электрические поля в камере вызывают появление индуцированных зарядов на поверхности находящихся в ней тел. Это явление может привести к заряджению сбрасываемых частиц, зависящему от электрических полей в камере. Для устранения эффекта индукционного заряджения чашка была помещена в клетку Фарадея 2, экранирующую внешние электрические поля. Чашка и клетка Фарадея соединены с корпусом камеры. Необходимая последовательность работы составных частей устройства обеспечивается блоком автоматики 6. Сбрасывающее устройство подвешено на тросе, проходящем через систему блоков, и может быть спущено вниз для заполнения чашки и осмотра.

Устройство работает следующим образом. При подаче на блок автоматики напряжения 27 В включается мотор подъема крышки 1. Через 2-3 с напряжение питания подается на мотор чашки 5 и происходит сбрасывание частиц. После завершения сброса напряжение питания уменьшается до 5 В. При этом отключается питание мотора чашки; питание мотора подъема крышки не отключается, а его значение достаточно для удержания крышки в поднятом положении. После полной остановки чашки полностью снимается напряжение питания блока автоматики и крышка опускается на свое место.

При работе с жидкими частицами осадков крышка 3 удаляется, а вместо чашки устанавливается распылительный диск. Распыляемая жидкость подводится шлангом от внешнего резервуара, струя жидкости формируется стеклянным соплом и направляется к центру диска. Для предотвращения электрохимических реакций в подготавливаемом к распылению растворе резервуар, подводящий шланг и сопло выполнены из диэлектрических материалов. Средний размер образующихся капель зависит от диаметра диска и скорости его вращения, а также от плотности и поверхностного натяжения раствора. Регулируя напряжение питания двигателя, можно изменять средний размер частиц осадков от 27 до 200 мкм.

Достоинством использования дискового распылителя для созда-

ния частиц осадков является то, что он создает поток частиц цилиндрической формы, равномерно распределенный по сечению камеры.

Система измерения параметров облачной среды. Измерительный комплекс камеры туманов предназначен для контроля микрофизических параметров облачной среды в процессе подготовки и проведения эксперимента. Он позволяет определить изменение концентрации, среднего размера и заряда капелек тумана во времени и по высоте камеры. Также измеряются спектры размеров и зарядов облачных частиц и частиц осадков прибором ПЭК. Прибор ПЭК /10/ и фотоэлектрический счетчик ледяных кристаллов ФЭСЛК установлены на полу камеры. Для определения изменений параметров облака по высоте камеры организованы два уровня измерений: на высоте 1,3 м от дна камеры и на высоте 5,0 м. На каждом из уровней расположены измерители напряженности электрического поля /2/, датчики влажности тумана типа ИВА /3/, датчики оптической плотности тумана, датчики плотности тока осаждающихся частиц. Кроме отмеченных приборов для измерения распределения температуры установлен десятиканальный платиновый термометр, измеряющий температуру облачной среды и стенок камеры на нескольких уровнях (на полу, на высотах 1; 2,5; 5; 6 м и на потолке). Измерение фоновой концентрации ионов в камере осуществляется аспирационным счетчиком ионов АСИ-1.

Информация, получаемая приборами, измеряющими напряженность электрического поля, влажность, оптическую плотность, плотность тока осадков, поступает на специализированную систему сбора данных, в которой она преобразуется в цифровую форму и печатается электроуправляемой пишущей машинкой. В графической форме информация записывается многоканальными быстродействующими самописцами типа Н-338. Фотоэлектрический счетчик ледяных кристаллов имеет автономное печатающее устройство, работающее синхронно с системой сбора данных. Траектории частиц, по которым определяется размер и заряд капелек тумана, регистрируются на фотопленке и обрабатываются вручную. К системе сбора данных подключена микроЭВМ "Искра-1256". Аналого-цифровой преобразователь ЭВМ позволяет опрашивать каналы системы сбора информации с частотой до 5000 измерений в секунду, что дает широкие возможности для цифровой обработки информации. ЭВМ позволяет производить цифровую фильтрацию данных, их оперативную обработку и преобразование в требуемую форму. ЭВМ имеет собственное печатающее устройство "Роботрон-1154" и может осуществлять запись информации на магнитную ленту. Структурная схема измерительного комплекса приведена на рис.3.

Особенности работы измерительной системы. Измерительные при-

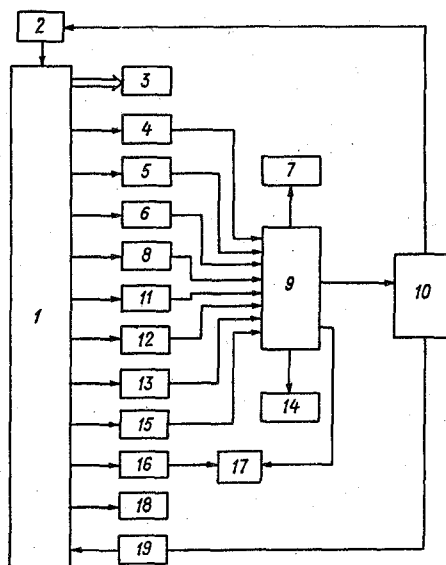


Рис.3. Структурная схема измерительной системы.

I – рабочий объем; 2 – устройство ввода осадков; 3 – десяти-канальный термометр ДИ-10-ТН; 4, 11 – измерители напряженности электрического поля, верхний и нижний уровни, прибор СПН1; 5, 12 – измерители водности тумана, прибор ИВА; 6, 13 – измерители оптической плотности; 7 – самописцы серии Н-338; 8, 15 – измерители плотности тока осадков, прибор ИТН-7; 9 – система сбора данных; 10 – ЭВМ "Искра-1256"; 14 – транскриптор Ф503ЗК с электроуправляемой пишущей машиной; 16 – фотоэлектрический счетчик ледяных кристаллов ФЭСЛК; 17 – печатающее устройство ФЭСЛК; 18 – измеритель размеров и зарядов частиц ПЗК; 19 – парогенератор.

боры, устанавливаемые в камере туманов, должны отвечать ряду специфических требований, связанных с условиями работы в аэрозольной среде с высокой концентрацией частиц. Наиболее сильным фактором, нарушающим нормальную работу приборов, является туман с большой водностью и близкая к 100 % (а иногда и превышающая 100 %) влажность воздуха. Вторым по значимости фактором является широкий температурный диапазон работы приборов. В результате действия тумана детали приборов покрываются пленкой воды, которая нарушает нормальную работу изоляторов и приводит к коррозии деталей. При отрицательных температурах наблюдается обледенение датчиков. В особенности их движущихся частей.

Для борьбы с влиянием тумана введен обогрев измерительной пластины датчика напряженности электрического поля. Используемый обогреваемый изолятор позволяет измерять напряженность поля в тумане с водностью до 5 г/м^3 , тогда как необогреваемый изолятор начинает терять свои свойства при водности $1-2 \text{ г/м}^3$.

Осаждение тумана на стенках камеры приводит к появлению гальванических потенциалов и токов между металлическими поверхностями, соединенными жидкой пленкой. Это явление может привести к появлению дополнительных токов в измерителе плотности тока осадков, выполненного по "классической" схеме, в которой приемная пластина укреплена на изоляторах внутри камеры, а электрометрический усилитель находится снаружи. Как показали измерения, значение дополнительного тока, вызванного появлением водяной пленки, достигает 10^{-12} А , если изоляторы пластины выполнены из фторопласта, и 10^{-11} А , если изоляторы выполнены из органического стекла.

Влияние гальванических токов удалось полностью устранить, поместив электрометрический усилитель внутрь камеры туманов, а приемную пластину установив непосредственно на входном изоляторе электрометра. В реализованном измерителе плотности токов осадков использовался электрометр ИТН-7, входной электрод которого имеет резьбу, на которую навинчивается приемная пластина, а изолятор сделан из лейкосаффира, диэлектрика, имеющего минимальные токи утечки при повышенной влажности. От непосредственного попадания капелек тумана входной разъем защищен лабиринтовой защитой, а влияние индуцированных токов ослаблено цилиндрическим экраном. Высокая чувствительность электрометра дала возможность использовать приемную пластину относительно небольшой площади — 100 см^2 .

Корректное измерение оптической плотности тумана с высокой концентрацией частиц связано с необходимостью уменьшения влияния света, многократно отразившегося от частиц тумана. Уменьшение влияния многократного рассеяния осуществляется за счет уменьшения угловой апертуры устройства. Обычно эта цель достигается применением в качестве источника света лазера. В данном случае в качестве источника света использован осветитель ОИ-19 с лампой накаливания. Угловая апертура прибора определяется коллиматорами осветителя и фотоприемника и равна $0,023 \text{ рад}$. Такая апертура обеспечивает выполнение закона Бугера в рабочем диапазоне плотностей тумана $/1, 4/$. Использование источника белого света упрощает выбор типа фотоприемника и измерительную схему прибора, а коллиматоры защищают фотоприемник и осветитель от оседания на них капе-

лек тумана. В качестве фотоприемников использованы фотодиоды ФДК-155К, включенные в фотогальваническом режиме, близком к режиму короткого замыкания. Такой режим включения фотоприемников обеспечивает наиболее широкий динамический диапазон работы устройства.

Измеритель водности тумана ИВА, хотя и предназначен для работы в искусственной облачной среде, исследовался разработчиками лишь в диапазоне положительных температур. При расширении температурного диапазона прибора необходимо учитывать зависимость коэффициента преобразования прибора от температуры, а также факторы, связанные с наличием в тумане ледяных кристаллов и обмерзанием прибора.

При градуировке термочувствительных диодов во всем температурном диапазоне работы прибора температурная зависимость коэффициента преобразования сводится к функции, описанной разработчиками прибора /3/, и может быть программно реализована при обработке информации на ЭВМ.

Обмерзание датчика водности, а в особенности термочувствительного диода на входе прибора, приводит к появлению дополнительной погрешности, связанной с выделением скрытой теплоты льдообразования. Уменьшить эту дополнительную погрешность можно уменьшением скорости аспирации прибора, что уменьшит захват термодиодом переохлажденных капелек. Нанесение на входной датчик температуры покрытия из трансформаторного масла уменьшает вероятность замерзания капель и уменьшает испарение капель при понижении влажности.

Проверить точность работы датчика водности во всем рабочем диапазоне температур можно, используя в качестве образцового источника водности саму камеру. При пуске пара (после достижения насыщения) водность в камере растет линейно со временем. Скорость роста водности зависит от мощности парогенератора и температуры среды в камере. Поскольку мощность парогенератора постоянна, температурная зависимость скорости роста водности при постоянной мощности парогенератора может быть определена теоретически, что дает возможность оценить точность работы датчика водности. Проведенное сравнение показало, что систематическое отклонение измеренной скорости роста водности от определенной теоретически отсутствует при температуре от -20 до $+20$ °C.

Обработка измерительной информации. Непосредственное соединение системы сбора данных с ЭВМ позволяет обрабатывать существенно большие массивы данных, чем при ручной обработке. Это поз-

воляет использовать цифровую фильтрацию, уменьшающую случайную погрешность измерений. Кроме фильтрации производится вычитание смещения нуля и умножение на соответствующий масштабный коэффициент.

Рассмотрим связь измеренных параметров тумана с его микрофизическими характеристиками. Водность тумана

$$w = \frac{4}{3} \pi \rho_w N r_3^3, \quad (1)$$

где ρ_w - плотность воды, N - концентрации, r_3 - среднекубический радиус капелек тумана.

Оптическая плотность тумана /7/

$$D = \frac{L}{2,3} F_p(\lambda, r) \pi N r_2^2, \quad (2)$$

где L - оптическая длина пути света, проходящего через туман, $F_p(\lambda, r)$ - функция, учитывающая отклонение рассеяния света частицами от геометрического рассеяния, r_2 - среднеквадратический радиус капельки тумана.

Функция $F_p(\lambda, r)$ зависит от размеров капелек тумана r и длины волны излучения λ . Диапазон длин волн, на котором производится измерение, определяется типом фотоприемника и составляет в данном случае диапазон от видимого света до ближнего инфракрасного, с максимумом, соответствующим длине волны 0,85 мкм. В работе /7/ было показано, что для тумана, спектр размеров которого подчиняется гамма-распределению с параметрами r_0 и μ , функция $F_p(\lambda, r)$ может быть описана следующим выражением:

$$F_p(\lambda, r) = 2 + 1,313 \left(\frac{\mu \lambda}{\mu \lambda + 0,08 \pi r_0} \right)^{\mu+3}. \quad (3)$$

Величины μ и r_0 могут быть определены по данным микрофизического исследования тумана традиционными способами по осаждению капелек на предметные стекла, покрытые слоем масла. Как показали исследования дисперсного состава, возможные изменения спектра размеров капелек тумана слабо влияют на значение функции $F_p(\lambda, r)$, поэтому при дальнейших расчетах можно взять ее среднее значение, равное 2,2. Справедливость принятых допущений подтверждают результаты работ /5, 6/, в которых исследовалась зависимость ослабления излучения при различных значениях водности от концентрации

капелек тумана для $\lambda = 0,63 \pm 3,39$ мкм и $r = 8 \pm 12$ мкм. Расхождение измеренных и рассчитанных по микроструктурным характеристикам величин интенсивности ослабления излучения не превышало 10 %.

Ток осадков. Попадая на приемную пластину, дисперсные частицы сообщают ей свой заряд, при этом электрометр регистрирует ток I_p , связанный с микрофизическими параметрами облака следующим соотношением:

$$I_p = S_c N v_g \bar{q}_p, \quad (4)$$

где S_c — площадь чашки, v_g — скорость седиментации, $\bar{q}_p$ — средний заряд частицы.

Если скорость седиментации определяется законом Стокса, то приведенное выше соотношение может быть записано следующим образом:

$$I_p = S_c c_s N r_2^2 \bar{q}_p, \quad (5)$$

где c_s — коэффициент, вытекающий из закона Стокса.

Используя полученные соотношения, можно определить основные микрофизические параметры облачной среды. Так, используя отношение оптической плотности облака к его водности, можно получить:

$$\frac{r_3^3}{r_2^2} = \frac{w}{D} \frac{L F_p}{3,67} \quad (6)$$

Отношение r_3^3/r_2^2 есть не что иное, как радиус удельной поверхностной эквивалентности r_w , или радиус частиц, вносящих максимальный вклад в водность. Второй сомножитель в правой части выражения (6) может быть вычислен заранее. Для полидисперсного конденсационного тумана и монохроматического источника света его можно считать постоянным.

Эквивалентная концентрация капелек тумана может быть определена по формуле

$$N' = \frac{3w}{4\pi\rho_s r_w^3} \quad (7)$$

Данный метод определения микроструктурных параметров облачных частиц в камере аналогичен используемому на самолетах-лабораториях /8/.

Используя отношение плотности тока осадков к оптической плотности тумана, можно определить средний заряд частиц:

$$\bar{q}_p = 1,36 \frac{L F_p}{S_c c_s} \frac{I_p}{D} . \quad (8)$$

В смешанном тумане, состоящем из капелек тумана и введенных в камеру крупных частиц или ледяных кристаллов, ток осадков в период выпадения крупных частиц будет определяться в основном зарядами крупных частиц. Устанавливая соответствующий порог дискриминации, можно добиться, что ФЭСЛК будет регистрировать только крупные частицы. Таким образом, пренебрегая током капелек, можно получить выражение для среднего заряда крупной частицы:

$$\bar{q}_R = \frac{S_{\text{ФЭСЛК}} I_p}{S_c \nu} , \quad (9)$$

где $S_{\text{ФЭСЛК}}$ - счетное сечение фотоэлектрического счетчика ледяных кристаллов, ν - интенсивность выпадения крупных частиц, зарегистрированных ФЭСЛК.

Напряженность поля на стенке связана с объемным зарядом в камере (при условии, что он распределен равномерно) следующим соотношением:

$$E = c_E \rho , \quad (10)$$

где c_E - коэффициент, зависящий от места установки датчика; для камеры ПТО для верхнего уровня $c_{E2} = 1,5 \cdot 10^{11} \text{ м}^2/\Phi$, для нижнего $c_{E1} = 1,4 \cdot 10^{11} \text{ м}^2/\Phi$, ρ - плотность объемного заряда ($\text{Кл}/\text{м}^3$).

Измеренная плотность объемного заряда состоит из объемного заряда капелек тумана и частиц осадков и объемного заряда ионной среды. Поскольку объемный заряд капелек тумана может быть определен по известному среднему заряду и концентрации частиц, а объемный заряд частиц осадков существует непродолжительное время, в течение их пролета сквозь камеру, то по выражению (10) может быть оценен избыточный объемный заряд ионной среды.

Средняя концентрация, размер и заряд капелек тумана могут быть получены также и по ЦЗК. Эта информационная избыточность данных позволяет оценивать точность приборов и методов обработки информации, что повышает достоверность получаемых сведений.

Анализ ошибок измерения. Ошибки измерения параметров облачной среды состоят из основной метрологической погрешности измери-

тельных приборов, дополнительной погрешности, вызванной влиянием температуры и наличием тумана, и методических ошибок, связанных с установкой датчиков и обработкой информации. В связи с относительно слабым развитием техники и теории измерений параметров облачной среды, кроме анализа погрешностей должна быть доказана и достоверность измеренного изменения состояния облачной среды под действием изучаемого процесса, т.е. показано отсутствие артефактов.

Задача определения основной и дополнительной погрешностей измерительных приборов с учетом действующих нормативных документов является самостоятельной проблемой и выходит за рамки данного исследования. Ориентировочные абсолютные значения основной и дополнительной погрешностей измерения и основной источник дополнительной погрешности приведены в таблице.

Ориентировочные значения погрешностей измерений

	Погрешность		Источник дополнительной погрешности
	основная	дополнительная	
Ток осадков, А	10-16	10-15	Повышенная влажность, туман
Напряженность поля, В/м	15	50	Туман, обледенение датчика
Оптическая плотность	0,1	0,05	Изменения температуры в ходе эксперимента
Водность, г/м ³	0,07	0,2	Пульсации температуры

Приведенные в таблице ориентировочные значения дополнительной погрешности могут изменяться в ту или иную сторону в зависимости от методики проведения эксперимента.

Задача определения достоверности получаемой информации решается следующим образом: основной параметр, характеризующий облачную среду, определяется несколькими независимыми способами; составляется математическая модель эксперимента. Использование нескольких независимых способов измерения позволяет сказать, что зарегистрированное изменение состояния облачной среды действительно имело место, а не являлось особенностью работы какого-либо измерительного прибора. Так, например, при изучении электризации облачных частиц при прохождении сквозь них частиц осадков изменение их заряжения может быть оценено тремя независимыми способами: по изменению электрических полей в камере, по изменению тока

осадков и по изменению спектра зарядов частиц, зарегистрированных ПЗК.

Математическая модель эксперимента позволяет ответить на вопрос, соответствуют ли временные и пространственные изменения параметров облачной среды нашим представлениям о происходящих в ней процессах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зуев В.Е., Кабанов М.В., Савельев Б.А. Границы применимости закона Бутера в рассеивающих средах для коллимированных световых пучков. - Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1967, т.3, № 7, с.724-732.
2. Имянитов И.М. Приборы и методы атмосферного электричества. - Л.: Гостехиздат, 1957. - 483 с.
3. Ким В.М., Матвеев В.Н. Измеритель водности теплых туманов. - Труды ИЭМ, 1980, вып.25(93), с.14-19.
4. Колосов М.А. и др. Зависимость границ применимости закона Бутера в водных туманах от условий апертуры приемника и параметров лазерного пучка / М.А.Колосов, А.В.Соколов, Л.В.Федорова, Р.А.Ширей. - ДАН СССР, 1969, т.187, № 6, с.1264-1267.
5. Колосов М.А. и др. Связь коэффициента ослабления интенсивности лазерного излучения с водностью искусственных туманов / М.А.Колосов, А.В.Соколов, Л.В.Федорова, Р.А.Ширей. - Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1969, т.5, № 6, с.642-646.
6. Колосов М.А. и др. Связь абсолютного коэффициента ослабления интенсивности лазерного излучения в водных туманах с концентрацией капель / М.А.Колосов, А.В.Соколов, Л.В.Федорова, Р.А.Ширей. - ДАН СССР, 1969, т.188, № 6, с.1277-1280.
7. Левин Л.М. Исследования по физике грубодисперсных аэрозолей. - М.: Изд. Института прикладной геофизики АН СССР, 1964. - 267 с.
8. Невзоров А.Н., Шугаев В.Ф. Использование интегральных параметров при исследовании микроструктуры капельных облаков. - Труды ЦАО, 1972, вып.101, с.32-47.
9. Никандров В.Я. и др. О результатах предварительных испытаний реконструированной камеры туманов / В.Я.Никандров, В.В.Шликов, О.И.Васильев, В.А.Грачев. - Труды ГГО, 1983, вып.469, с.73-80.
10. Соловьев В.А. Об одном методе измерения зарядов и размеров капель тумана. - Труды ГГО, 1956, вып.58, с.31-41.

К ОБОБЩЕНИЮ МОДЕЛИ ГЛОБАЛЬНОЙ АТМОСФЕРНО-ЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ ЦЕПИ
С УЧЕТОМ ВЛИЯНИЯ ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ

Одной из наиболее важных проблем атмосферного электричества является проблема происхождения электрического поля в нижних слоях атмосферы. К этому ряду проблем относится также проблема временных вариаций электрического поля атмосферы, в частности унитарной вариации с характерным временным масштабом около 1 ч. В настоящее время принята концепция /5/, согласно которой основным источником, поддерживающим электрическое поле в нижних слоях атмосферы, являются грозовые генераторы. Временная изменчивость грозовой деятельности приводит к появлению унитарной вариации электрического поля /5/. Существует хорошо разработанная физико-математическая квазистационарная модель электрического поля атмосферы (модель Робла-Хейса) /8/, в которой используется дипольная модель квазистационарного грозового облака в качестве электрического токового генератора, поддерживающего это поле. Эта модель имеет ряд недостатков, одним из которых являются большие значения зарядов (около 100 Кл) в используемой модели грозового облака, необходимые для того, чтобы обеспечить текущий в ионосферу ток, равный 0,5-1 А /9/. Это приводит, с одной стороны, к необходимости искать дополнительные генераторы электрического тока, действующие в нижних слоях атмосферы Земли. Одним из таких генераторов может быть конвективный токовый генератор, действующий в пограничном слое атмосферы. Действительно, наличие этого слоя приводит к появлению электрического тока конвекции, который изменяет параметры электрической токовой цепи в нижних слоях и, возможно, снижает требования к грозовым генераторам в квазистационарной модели. С другой стороны, вариации грозовой деятельности не всегда соответствуют по фазе вариациям напряженности электрического поля /5/.

В работе /2/ указывается, что конвективные и турбулентные процессы переноса являются определяющими в создании электрического поля в нижних слоях атмосферы, так как именно они приводят к возникновению грозовых облаков. Эти процессы, усредненные по всему земному шару, по мнению авторов работы /2/, могут приводить к устойчивым унитарным вариациям электрического поля. Поэтому в настоящей работе рассматривается обобщение квазистационарной модели Робла-Хейса, в котором учитываются наряду с грозовыми токовыми

генераторами конвективные токовые генераторы, действующие в пограничном слое атмосферы. Условие квазистационарности означает, что характерное время изменения тока этих генераторов (T) гораздо больше времени электрической релаксации атмосферы ($\tau_\lambda = (4\pi\lambda)^{-1}$), где λ — электропроводность атмосферы) /5/.

Рассмотрим задачу о нахождении потенциала электрического поля атмосферы ψ в области между пограничным слоем и ионосферой. Грозовые облака будем представлять как дипольные токовые генераторы, следуя работам /8, 9/. Поскольку значение электрического тока конвекции быстро убывает с высотой, что связано с быстрым убыванием плотности электрического заряда, будем считать, что в этой области этот ток равен нулю. Тогда уравнение для электрического потенциала ψ имеет вид:

$$\operatorname{div}(\lambda \operatorname{grad} \psi) = -4\pi \lambda \sum_i q_i \delta(\vec{r} - \vec{r}_i), \quad (1)$$

где $\lambda = \lambda(\vec{r})$ — электропроводность атмосферы; q_i , $\vec{r}_i$ — величина заряда и радиус-вектор i -го источника.

Граничные условия для ψ представляются в виде:

$$\psi|_{S_1} = \psi_0, \quad \frac{1}{4\pi} \int_{S_2} \psi d\Omega = \psi_\infty, \quad (2)$$

где S_1 — верхняя граница пограничного слоя атмосферы; S_2 — поверхность, лежащая в высокопроводящих слоях атмосферы; ψ_0 — потенциал верхней границы пограничного слоя; ψ_∞ — средний потенциал ионосферы; Ω — телесный угол.

Потенциалы ψ_0 и ψ_∞ не являются внешними параметрами данной задачи, а должны быть определены из физических соображений. Для определения ψ_∞ можно использовать условие стационарности, из которого следует, что полный ток, протекающий через любую замкнутую поверхность, равен нулю. Для поверхности, лежащей выше или ниже грозовых источников, это условие имеет вид:

$$\oint_S \lambda \frac{\partial \psi}{\partial n} dS = 0. \quad (3)$$

Потенциал ψ_0 можно определить из условия непрерывности плотности электрического тока на верхней границе пограничного

слоя. С одной стороны, для плотности электрического тока j_0 на этой границе имеем:

$$\frac{d\phi}{\lambda(S_1)} = - \frac{\partial \psi}{\partial n} \Big|_{s=s_1} \quad (4)$$

С другой стороны, как будет видно ниже, в пограничном слое полный ток, складывающийся из конвективного тока и тока проводимости, пропорционален разности потенциалов между поверхностью Земли и верхней границей слоя. На верхней границе слоя, в силу нашего предположения, конвективный ток обращается в нуль, поэтому полный ток становится равным току проводимости, откуда следует, что

$$\frac{d\phi}{\lambda(S_1)} = -K\psi_0 \quad (5)$$

Постоянная K определяется из решения задачи о распределении напряженности электрического поля в пограничном слое. В стационарном горизонтально однородном случае (зависимость только от вертикальной координаты z) такая задача описывается следующей системой уравнений /10/:

$$\begin{aligned} - \frac{d}{dz} \left[D_T(z) \frac{dn_{\pm}}{dz} \right] &= q(z) - \alpha_{\pm} n_{\pm}^2, \\ -D_T(z) \frac{d^2 E}{dz^2} + 4\pi \lambda(z) E &= 4\pi j_0, \quad \lambda(z) = e_+ b_+ n_+ + e_- b_- n_-, \end{aligned} \quad (6)$$

где $e_{\pm}$, $b_{\pm}$, $n_{\pm}$ — заряд, подвижность, концентрация положительных и отрицательных легких ионов; $D_T(z)$ — коэффициент турбулентной диффузии; $q(z)$ — интенсивность ионообразования; $\alpha_{\pm}$ — коэффициент рекомбинации легких ионов; E — напряженность электрического поля, направленная по оси z .

Система (6) получена с помощью методики усреднения Рейнольдса /4/, в которой затем произведено замыкание корреляционных моментов второго порядка $\langle n'_{\pm} v' \rangle$ и $\langle \rho' v' \rangle$ с помощью соотношений:

$$\langle n'_{\pm} v' \rangle = -D_T(z) \frac{dn_{\pm}}{dz}, \quad \langle \rho' v' \rangle = -D_T(z) \frac{d\rho}{dz}, \quad \rho = \frac{1}{4\pi} \frac{dE}{dz},$$

где $n_{\pm}$, E , ρ — средние значения, причем ρ — плотность электрического заряда; $n'_{\pm}$, ρ' — флуктуации соответствующих величин.

Граничные условия для системы уравнений (6) имеют вид:

$$n_{\pm}(z=z_0)=0, \quad n_{\pm}(z \rightarrow \infty) = \sqrt{\frac{q(z)}{\alpha_{\pm}}},$$

$$\left. \frac{dE}{dz} \right|_{z=z_0} = 0, \quad E(z \rightarrow \infty) = \frac{de}{\lambda_{\infty}}, \quad (7)$$

где z_0 — параметр шероховатости земной поверхности, равный $2,5 \cdot 10^{-3}$ м /4, 10/.

Нулевое граничное условие для концентрации легких ионов $n_{\pm}$ означает, что при $z = z_0$ поверхность Земли является поглощающим экраном. Это условие обычно используется в задачах о распределении электрических характеристик в приземном и пограничном слоях атмосферы /10/. Проанализированное в работе /II/ отклонение от этого условия показывает, что распределение E в пограничном слое существенно не изменяется при изменении граничного условия для $n_{\pm}$ при $z = z_0$. Решение системы (6) при граничных условиях (7) будет рассмотрено ниже. Комбинируя условия (4) и (5), получим:

$$\left(\frac{\partial \psi}{\partial n} - K\psi \right) \Big|_{s=s_1} = 0. \quad (8)$$

Для нахождения решения уравнения (I) с краевым условием (8) представим ψ в следующем виде:

$$\psi = \sum_i q_i G_i + \Psi, \quad (9)$$

где G_i — функция Грина i -го источника, являющаяся решением краевой задачи:

$$\operatorname{div}(\lambda \operatorname{grad} G_i) = -4\pi\lambda \delta(\vec{r} - \vec{r}_i),$$

$$G_i|_{s=s_1} = G_i|_{s=s_2} = 0. \quad (10)$$

Функция Ψ находится из решения следующих уравнений:

$$\operatorname{div}(\lambda \operatorname{grad} \Psi) = 0,$$

$$\left(\frac{\partial \Psi}{\partial n} + \sum_i q_i \frac{\partial G_i}{\partial n} - K\Psi \right) \Big|_{s=s_1} = 0. \quad (11)$$

Таким образом, задача об определении электрического потенциала φ в области между поверхностями S_1 и S_2 сводится к задаче о нахождении функций G_i и Ψ . Для нахождения этих функций необходимо аналитическое задание электропроводности $\lambda(\vec{r})$ в атмосфере Земли.

В пограничном слое она определяется из решения первого уравнения системы (6) при соответствующих граничных условиях. В области между поверхностями S_1 и S_2 мы воспользуемся следующим выражением для $\lambda(\vec{r})$ /8/:

$$\lambda(r, \vartheta, \Phi) = \lambda(r_1, \vartheta, \Phi) e^{\alpha(r-r_1)}, \quad (I2)$$

где (r, ϑ, Φ) — сферические координаты с началом в центре Земли; r_1 — расстояние от центра Земли до верхней границы пограничного слоя.

Известно, что для плоской модели, когда $\lambda = \lambda_0 e^{\alpha z}$, где λ_0 — электропроводность атмосферы вблизи поверхности Земли, функция Грина G_i во всем пространстве имеет вид /7/:

$$G_i(\vec{r}, \vec{r}_i) = e^{-\beta(z-z_i)} \frac{e^{-\beta|\vec{r}-\vec{r}_i|}}{|\vec{r}-\vec{r}_i|}, \quad (I3)$$

где $2\beta = \alpha$.

Функция Грина для области между плоскостями S_1 и S_2 получается добавлением к потенциалу (I3) потенциала, создаваемого зарядом-изображением, расположенным симметрично относительно плоскости S_1 . В силу удаленности плоскости S_2 и быстрого убывания функции G_i ($\alpha^{-1} = 5$ км) граничное условие на S_2 удовлетворяется автоматически. Для шарового слоя между поверхностями S_1 и S_2 и электропроводностью, меняющейся в соответствии с выражением (I2), решение задачи усложняется. Однако из физических соображений ясно, что выражение, полученное при решении уравнения (I0), в котором λ определяется выражением (I2), не должно существенно отличаться от выражения (I3). В самом деле, функция G_i отлична от нуля в сравнительно малой области, содержащей источник, так как $\alpha^{-1} = 5$ км. На протяжении этой области приведенное выражение (I2) для λ мало отличается от выражения для плоской модели, если учесть, что $\lambda(r_1, \vartheta, \Phi) \approx \lambda(r_i, \vartheta_i, \Phi_i)$, $r - r_1 \approx z$, где z — высота точки наблюдения в локальной системе координат с центром в точке (r_i, ϑ, Φ_i) . Поэтому для функции Грина диполь-

ного грозового источника можно использовать следующее выражение, полученное в работе /9/:

$$G_i = e^{-\beta(r-r_i)} \left(\frac{e^{-\beta\rho_i}}{\rho_i} - \frac{e^{-\beta\rho'_i}}{\rho'_i} \right), \quad (14)$$

где $\rho_i = |\vec{r} - \vec{r}_i|$, ρ_i - расстояние от точки наблюдения до заряда-изображения, расположенного симметрично i -му заряду относительно поверхности S_i , которую в области действия источника можно считать плоской.

Оценки (которые здесь не приводятся) показывают, что поправка к функции Грина за счет отклонения реальной модели от плоской равна

$$-e^{-\beta(r-r_i)} \cdot \frac{e^{-\beta\rho_i}}{\rho_i} \cdot \frac{\rho_i}{r_0},$$

где r_0 - радиус Земли, а для поправки, связанной с широтным ходом λ , имеет место представление

$$-e^{-\beta(r-r_i)} \cdot \frac{e^{-\beta\rho_i}}{\rho_i} \cdot \left(\frac{\rho_i \cdot \nabla \lambda(r_i, \vartheta, \Phi)}{2\lambda(r_i, \vartheta, \Phi)} \right).$$

Из работы /8/ следует, что

$$\max \left| \frac{\nabla \lambda(r_i, \vartheta, \Phi)}{\lambda(r_i, \vartheta, \Phi)} \right| \leq \frac{1}{r_0},$$

откуда

$$\frac{(\rho_i \nabla \lambda(r_i, \vartheta, \Phi))}{\lambda(r_i, \vartheta, \Phi)} \leq \frac{\rho_i}{r_0}.$$

Эти поправки растут линейно с ρ_i : так, при $\rho_i = 50$ км $\frac{\rho_i}{r_0} \approx 0,01$, но для таких ρ_i функция G_i практически равна нулю вследствие экспоненциального убывания.

Обратимся теперь к нахождению функции ψ , являющейся решением краевой задачи (II). Для этого представим ψ в виде разложения по сферическим гармоникам /6/:

$$\psi(r, \vartheta, \Phi) = \sum_{n,m \neq 0} A_{n,m} \cdot R_n(r) \cdot Y_{n,m}(\vartheta, \Phi), \quad n=1,2,3,\dots, \quad (15)$$

где $A_{n,m}$ - постоянные; $R_n(r)$ - радиальная часть функции $\psi(r, \vartheta, \Phi)$.

Подставляя выражение (I5) в уравнение (II), получим уравнение для функции $R_n(r)$:

$$\frac{d^2 R_n(r)}{dr^2} + \left(\alpha + \frac{2}{r}\right) \frac{dR_n(r)}{dr} - \frac{n(n+1)R_n(r)}{r^2} = 0. \quad (\text{I6})$$

Решая уравнение (I6), получим следующие асимптотические выражения для $R_n(r)$:

$$R_0(r) = B + \int_r^\infty \frac{e^{-\alpha y}}{y^2} dy \approx B + \frac{e^{-\alpha r}}{\alpha r^2},$$

$$R_n(r) \approx \frac{e^{-\alpha r}}{\alpha r^2}, \quad n > 0, \quad (\text{I7})$$

где B — постоянная.

Применяя второе граничное условие (2) и учитывая, что в силу ортогональности сферических гармоник среднее значение ψ на сфере равно $A_{0,0}R_0(r)$, получаем:

$$\psi_\infty = BA_{0,0}. \quad (\text{I8})$$

Подставляя выражения (I7) и (I8) в (I5), имеем для ψ :

$$\psi = \psi_\infty + \frac{e^{-\alpha r}}{\alpha r^2} \vartheta(\vartheta, \Phi), \quad \vartheta(\vartheta, \Phi) = \sum_{n,m \leq n} A_{n,m} Y_{n,m}(\vartheta, \Phi). \quad (\text{I9})$$

Используя граничное условие (II) для ψ на границе S_1 , получим для $\vartheta(\vartheta, \Phi)$ выражение

$$\vartheta(\vartheta, \Phi) = \frac{e^{-\alpha r_1} r_1^2}{\left(1 + \frac{r_1^2}{\alpha}\right)} \left[\left(\frac{\partial}{\partial r} \sum_i q_i G_i \right)_{r=r_1} - K \psi_\infty \right]. \quad (\text{20})$$

При получении выражения (20) дифференцирование по нормали к поверхности S_1 заменено дифференцированием по радиусу. В общем случае поверхность S_1 отличается от сферической, что связано с различной толщиной пограничного слоя по земному шару, которая определяется подстилающей поверхностью и временем суток /4/. Однако угол наклона S_1 к горизонтالي составляет $\frac{\Delta H}{r_0}$, где ΔH — вариация толщины пограничного слоя. Обычно $\Delta H \sim 1$ км /4/, поэтому

нормаль к поверхности S_1 можно практически считать направленной по радиусу.

Подставляя (19) и (20) в (9), получим выражение для потенциала φ в шаровом слое между поверхностями S_1 и S_2 :

$$\varphi = \sum_i q_i G_i + \varphi_\infty \left(1 - \frac{K}{K+\alpha} e^{-\alpha(r-r_1)} \right) + \frac{e^{-\alpha(r-r_1)}}{K+\alpha} \left(\frac{\partial}{\partial r} \sum_i q_i G_i \right)_{r=r_1}. \quad (21)$$

Для определения величины φ_∞ применим к выражению (21) условие стационарности (3) на поверхности S_1 , откуда имеем:

$$\varphi_\infty = - \frac{1}{4\pi\alpha} \frac{\sum_i q_i \oint_{S_1} \left(\frac{\partial G_i}{\partial r} \right)_{r=r_1} \frac{K\lambda}{K+\alpha} \alpha \Omega}{\frac{1}{4\pi} \oint_{S_1} \frac{K\lambda}{K+\alpha} \alpha \Omega}. \quad (22)$$

Поскольку каждая из функций G_i отлична от нуля в малой области пространства, то в этой области K можно считать неизменным и положить $K_i = K(\theta_i, \varphi_i)$. Тогда для числителя в выражении (22) получим:

$$\frac{1}{4\pi} \sum_i q_i \oint_{S_1} \left(\frac{\partial G_i}{\partial r} \right)_{r=r_1} \frac{K\lambda}{K+\alpha} d\Omega = \sum_i q_i \left(\frac{\partial q_{i,0,0}}{\partial r} \right)_{r=r_1} \frac{K_i \lambda_i}{K_i + \alpha}, \quad (23)$$

где $q_{i,0,0}$ — нулевой коэффициент разложения функции G_i по сферическим гармоникам, равный среднему значению G_i на сфере.

Пользуясь известным разложением функции $\frac{e^{-\alpha r}}{r}$ по полиномам Лежандра [6], для поверхности S_1 имеем $\left(\frac{\partial q_{i,0,0}}{\partial r} \right)_{r=r_1} = -\frac{1}{r_1^2}$.

Переходя в выражении (22) от суммирования по отдельным источникам к суммированию по диполям и учитывая, что заряды положительного q_{i+} и отрицательного q_{i-} полюсов диполя связаны с величиной тока заряжения I_i в дипольной модели грозового облака соотношением [9]

$$I_i = 4\pi\lambda_{i+}q_{i+} = -4\pi\lambda_{i-}q_{i-},$$

получим для потенциала ионосферы:

$$\varphi_{\infty} = \frac{1}{4\pi\alpha r_0^2} \sum_i I_i \left(\frac{1}{\lambda_{i-}} - \frac{1}{\lambda_{i+}} \right) \frac{K_i \lambda_i}{K_i + \alpha} \bigg/ \frac{\overline{K\lambda}}{K + \alpha},$$

$$\frac{\overline{K\lambda}}{K + \alpha} = \frac{1}{4\pi} \oint_{S_1} \frac{K\lambda}{K + \alpha} d\Omega. \quad (24)$$

При $K \rightarrow \infty$, что эквивалентно решению задачи для потенциала с нулевым условием на поверхности Земли, выражение (24) совпадает с выражением для φ_{∞} , следующим из работы /8/. Сложная зависимость электрического потенциала ионосферы φ_{∞} от величины K , определяющей свойства конвективного токового генератора, обусловлена тем, что действие этого генератора невозможно без внешнего электрического поля, которое создает электрический заряд в пограничном слое. Этот заряд переносится затем турбулентными гидродинамическими течениями в пограничном слое. В областях "хорошей" погоды, т.е. там, где грозовые источники отсутствуют, электрический потенциал φ определяется выражением, следующим из формулы (21):

$$\varphi = \varphi_{\infty} \left(1 - \frac{K}{K + \alpha} e^{-\alpha(r-r_1)} \right). \quad (25)$$

Вертикальная составляющая напряженности электрического поля E_r находится дифференцированием выражения (25):

$$E_r = \frac{K\alpha}{K + \alpha} \varphi_{\infty} e^{-\alpha(r-r_1)}. \quad (26)$$

В областях, где пограничный слой отсутствует ($K \rightarrow \infty$), имеем

$$\varphi = \varphi_{\infty} (1 - e^{-\alpha(r-r_1)}), \quad E_r = \alpha \varphi_{\infty} e^{-\alpha(r-r_1)}. \quad (27)$$

Если придавать формулам (25)-(27) эволюционный смысл, т.е. считать, что параметры φ_{∞} и K изменяются во времени так, что атмосфера успевает подстраиваться под эти изменения, то видно, что изменения напряженности электрического поля и потенциала электрического поля атмосферы могут быть обусловлены не только изменением грозовой деятельности, но и изменением во времени свойств конвективного токового генератора, которые усреднены по всему земному шару, и деятельность которого определяется свойст-

вами самого пограничного слоя, т.е. этот результат подтверждает выводы, сделанные в работе /2/.

Обратимся, наконец, к нахождению величины K . Для ее определения необходимо получить решение системы уравнений (6) при граничных условиях (7). Представим коэффициент турбулентной диффузии $D_T(z)$, входящий в эту систему, в следующем виде /4/:

$$D_T(z) = D_{4/3} z^{4/3}, \quad D_{4/3} = \frac{3\alpha^{4/3}}{C_u} \left(\frac{\bar{\beta} \bar{H}}{C_p \bar{\rho}} \right)^{1/3}, \quad (28)$$

где α - постоянная Кармана; $C_u = 1,25$; $\bar{H}$ - тепловой поток, обусловленный турбулентным переносом; $\bar{\beta} = \bar{q} / \bar{T}$ - параметр плаучес-ти; $\bar{T}$ - средняя температура; C_p - теплоемкость при постоянном давлении; $\bar{\rho}$ - плотность воздуха.

Выражение (28) соответствует термически неустойчивой стратификации пограничного слоя.

Для решения системы (6) необходимо вначале решить первое уравнение этой системы, определяющее концентрацию ионов $n_{\pm}$, а следовательно, и электропроводность λ . Схема решения этого уравнения такова. В предположении $q(z) = \text{const}$ делается замена переменных:

$$y = \frac{n_{\pm}}{n_{\infty}}, \quad n_{\infty} = \sqrt{\frac{q}{\alpha_{\mp}}}, \quad x = \frac{z}{\ell_{4/3}}, \quad \ell_{4/3} = (D_{4/3} \tau)^{3/2}, \quad \tau = (q \alpha_{\pm})^{-1/2}. \quad (29)$$

В полученном уравнении производится замена: $S = x^{-1/3}$. В результате приходим к уравнению:

$$\frac{d^2 y}{dS^2} = \frac{9(1-y^2)}{S^4}. \quad (30)$$

В области $S^4/9 \gg 1$ ($x \ll 0,2$), где основную роль в формировании распределения $n_{\pm}$ с высотой играет турбулентная диффузия, имеем:

$$y = C(S - S_0) = C(x^{-1/3} - x_0^{-1/3}), \quad (31)$$

где C - постоянная.

Для нахождения решения в области $x \gg 0,2$ представим его в следующем виде: $y = 1 - f_1(x)$, где $f_1(x) \ll 1$. Подставляя его в исходное уравнение, пренебрегая квадратичным членом $f_1^2(x)$, получим:

$$\frac{d}{dx} \left(x^{4/3} \frac{df_1}{dx} \right) = 2f_1 \quad (32)$$

Решение этого уравнения, удовлетворяющее условию $x \rightarrow \infty, f_1 \rightarrow 0$, имеет следующий вид /3/:

$$f_1(x) = C_1 x^{-1/3} e^{-3\sqrt{2} x^{1/3}},$$

где C_1 - постоянная, и для y получим

$$y = 1 - C_1 x^{-1/3} e^{-3\sqrt{2} x^{1/3}} \quad (33)$$

Постоянные C и C_1 находятся из условия, что при $x = x_0 \ll 0,2$ решения (31) и (33) и производные решений должны совпадать. При $z_0 = 2,5 \cdot 10^{-3}$ м, $\bar{\beta} = 0,33$ м/(с $\cdot$ °C), $H = 28$ Дж/(м $\cdot$ с), $C_p = 1000$ Дж/(кг $\cdot$ °C), $\bar{p} = 1,3$ кг/м³/4/, $D_{4/3} = 0,15$ м²/с высота и коэффициенты будут: $\ell_{4/3} = 228$ м, $C_1 = 0,034$, $C = -0,023$, $Cx_0^{1/3} = 1,035$.

Окончательно для концентрации $n_{\pm}(z)$ получим

$$n_{\pm}(z) = \begin{cases} 1,035 n_{\infty} \left[1 - \left(\frac{z_0}{z} \right)^{1/3} \right], & z_0 \leq z \leq 0,02 \ell_{4/3}, \\ n_{\infty} \left[1 - 0,034 \left(\frac{z}{\ell_{4/3}} \right)^{-1/3} \exp \left[-3\sqrt{2} \left(\frac{z}{\ell_{4/3}} \right)^{1/3} \right] \right], & 0,02 \ell_{4/3} \leq z < \infty. \end{cases} \quad (34)$$

Используя выражение (34) и подставляя соответствующее выражение для $\lambda(z)$ во второе уравнение системы (6), получим уравнение, определяющее напряженность электрического поля в пограничном слое. Для получения аналитического решения воспользуемся более простым выражением для $n_{\pm}(z)$ в пограничном слое:

$$n_{\pm}(z) = n_{\infty} \left[1 - \left(\frac{z_0}{z} \right)^{1/3} \right],$$

которое дает ошибку в определении $n_{\pm}$ по сравнению с выражением (34) около 10 %. Подставляя соответствующее выражение для $\lambda(z)$ в систему (6) и производя замену переменных

$$z' = z / L_{4/3}, \quad E' = E / E_{\infty}, \quad L_{4/3} = \left(\frac{D_{3/4}}{4\pi\lambda_{\infty}} \right)^{3/2}, \quad E_{\infty} = \frac{j_0}{\lambda_{\infty}},$$

получим следующее уравнение для определения E в пограничном слое:

$$z'^{4/3} \frac{d^2 E'}{dz'^2} - \left[1 - \left(\frac{z_0}{z'} \right)^{1/3} \right] E' = -1,$$

при

$$\frac{dE'}{dz'} \Big|_{z'=z'_0} = 0, \quad E'(z') \rightarrow \infty = 1. \quad (35)$$

Последовательная замена переменных в уравнении (35): $E'(z') = \sqrt{z'} u(z')$, $x' = \sqrt[3]{z'}$ сводит уравнение (35) к уравнению Уиттекера [1], и окончательное решение данного уравнения, удовлетворяющее граничным условиям (7), имеет следующий вид:

$$E'(z') = \sqrt[3]{z'} \cdot W_{p, \frac{3}{2}}(6\sqrt[3]{z'}) \left(\tilde{C} + \int_{z'_0}^{z'} \frac{dz''}{z''^{2/3} W_{p, \frac{3}{2}}^2(6\sqrt[3]{z''})} \int_{z''}^{\infty} \frac{W_{p, \frac{3}{2}}(6\sqrt[3]{z'''})}{z'''} dz''' \right),$$

$$\tilde{C} = \frac{1}{\frac{d}{dz'} \left[\sqrt[3]{z'} W_{p, \frac{3}{2}}(6\sqrt[3]{z'}) \right]_{z'=z'_0} \cdot \sqrt[3]{z'_0} \cdot W_{p, \frac{3}{2}}(6\sqrt[3]{z'_0})} \int_{z'_0}^{\infty} \frac{W_{p, \frac{3}{2}}(6\sqrt[3]{z''})}{z''} dz''. \quad (36)$$

где $W_{p, \frac{3}{2}}(6\sqrt[3]{z'})$ — функция Уиттекера, $p = \frac{3}{2} \sqrt[3]{z'_0}$, $\tilde{C}$ — постоянная.

Характерный масштаб $L_{4/3}$, входящий в задачу, носит название толщины турбулентного электродного слоя и для параметров, приведенных выше, составляет 120 м при $\lambda_{\infty} = 5 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$. Переход к размерной напряженности электрического поля осуществляется по формуле

$$E(z) = \frac{j_0}{\lambda_{\infty}} E'(z').$$

Полученное решение (32) дает возможность найти значение величины K , которая определяется соотношением

$$K = \left| \int_{z_0}^H E'(z) dz \right|^{-1},$$

где H — высота пограничного слоя. В результате численных расчетов

этой величины с использованием выражения (36) при $H = 10^3$ м получено следующее ее значение: $K = 4,1 \cdot 10^{-4} \text{ м}^{-1}$. Оценим, используя численное значение K , изменение среднего потенциала ионосферы φ_∞ . Прежде всего отметим, что в случае однородного распределения пограничного слоя по поверхности земного шара (модель сферической Земли)

$$\gamma_i = \frac{K_i \lambda_i}{K_i + \alpha} \bigg/ \frac{\overline{K \lambda}}{K + \alpha} = 1$$

и вклад токового генератора, действующего в пограничном слое, в потенциал ионосферы равен нулю. В реальном случае толщина пограничного слоя атмосферы зависит от широты и долготы места, поэтому $\gamma_i \neq 1$. Экспериментальные данные о географическом распределении пограничного слоя по земному шару отсутствуют, поэтому далее мы ограничимся оценками изменения величины φ_∞ . Примем, что $\lambda_i = \lambda$. Для оценки среднего для всех гроз значения γ_i предположим вначале, что конвективный токовый генератор проявляет себя максимально в области действия гроз. Тогда $K_i / (K_i + \alpha) = 0,67$. В областях, где вклад конвективного токового генератора мал, $E'(z) = I$, $K = 10^{-3} \text{ м}^{-1}$ при $H = 10^3$ м и $K / (K + \alpha) = 0,83$. Для оценки среднего по земному шару значения $K / (K + \alpha)$ примем, что 0,1 часть земной поверхности занимает пограничный слой с сильным конвективным электрическим генератором, а 0,9 – пограничный слой, в котором действием этого генератора можно пренебречь. Тогда $K / (K + \alpha) = 0,81$ и $\varphi_\infty = 0,83 \varphi_\infty^0$, где φ_∞^0 – потенциал ионосферы при $K \rightarrow \infty$. Если часть земной поверхности, которую занимает пограничный слой с сильным конвективным электрическим генератором, составляет 0,5, то $K / (K + \alpha) = 0,75$, $\varphi_\infty = 0,89 \varphi_\infty^0$, т.е. если все грозы находятся в области пограничного слоя, в котором действует сильный конвективный токовый генератор, действие этого генератора понижает средний электрический потенциал ионосферы ($\varphi_\infty < \varphi_\infty^0$). Конечно, выделять пограничный слой конечной толщины в области действия грозных генераторов неверно, так как структура его в этом случае имеет сложный характер. Но когда мы рассматриваем электрические процессы, появляется новый масштаб $L_{4/3} \ll H$, в пределах которого осуществляется турбулентный перенос электрического заряда в пограничном слое атмосферы, и отделение пограничного слоя от области действия грозных генераторов может оказаться правильным. Мож-

но представить обратную ситуацию, когда грозы находятся в области, где конвективный токовый генератор мало интенсивен. Тогда $K_i/K_i + \alpha = 0,83$ при $K = 10^{-3}$ м. При $K/K + \alpha = 0,81$ $\varphi_\infty = 1,02 \varphi_\infty^\circ$. Если область, занятая пограничным слоем с интенсивным конвективным электрическим генератором, составляет 0,9 земной поверхности, то $K/K + \alpha = 0,69$ и $\varphi_\infty = 1,21 \varphi_\infty^\circ$. При $K/K + \alpha = 0,75$ $\varphi_\infty = 1,11 \varphi_\infty^\circ$. Если примерно половина общего числа гроз находится в той и другой части земного шара, то в случае одинаковой интенсивности гроз $\varphi_\infty \approx \varphi_\infty^\circ$.

Наконец, можно представить себе ситуацию, когда в области, занятой грозами, $K_i \rightarrow \infty$, тогда $K_i/K_i + \alpha = 1$. В предельном случае, когда площадь, занятая этой областью, составляет 0,1 земной поверхности, а 0,9 составляет пограничный слой с сильным конвективным токовым генератором ($K/K + \alpha = 0,67$), получаем $K/K + \alpha = 0,7$ и $\varphi_\infty = 1,43 \varphi_\infty^\circ$.

Таким образом, приведенные выше оценки показывают, что конвективный электрический генератор, действующий в пограничном слое атмосферы, может давать вклад в средний потенциал ионосферы, составляющий примерно 10 % (максимальное значение — 43 %). Безусловно, полученные оценки имеют предварительный характер и будут уточнены в будущем.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бейтмен Г., Эрдейи А. Высшие трансцендентные функции. Т. I. — М.: Наука, 1973. — 294 с.
2. Имянитов И.М., Колоколов В.П. Исследования электрического поля атмосферы. — Труды ИГО, 1974, вып. 334, с. 232–250.
3. Камке Э. Справочник по обыкновенным дифференциальным уравнениям. — М.: Наука, 1971. — 576 с.
4. Монин А.С., Яглом А.М. Статистическая гидромеханика. Ч. I. — М.: Наука, 1965. — 639 с.
5. Морозов В.Н. Модели глобальной атмосферно-электрической цепи. Обзорная информация, серия "Метеорология", вып. 8, ВНИИГМИ-МЦД, Обнинск, 1981, 56 с.
6. Морс Ф.М., Фешбах Г. Методы теоретической физики. Т. 2. — М.; Л.: 1960. — 886 с.

7. Френкель Я.И. Теория явлений атмосферного электричества. - Л.; М.: Гостехиздат, 1949. - 155 с.

8. Hays P.G., Roble R.G. A quasi-state model of global atmospheric electricity. 1. Lower atmosphere. - J. Geophys. Res., 1979, v.84, N A7, p.3291-3305.

9. HoIzer R.E., Saxon D.C. Distribution of electrical conduction current in vicinity of thunderstorm. - J. Geophys. Res., 1952, v.57, N 2, p.207-217.

10. Willet J.C. An analysis of electrode effect in the limit of strong turbulent mixing. - J. Geophys. Res., 1978, v.83, N 01, p.402-408.

11. Willet J.C. The turbulent electrode effect as influenced by interfacial ion transfer. - J. Geophys. Res., 1983, v.88, N C13, p.8453-8469.

ПОЯВЛЕНИЕ И РАЗВИТИЕ РАБОТ ПО ФАЗОВЫМ ПАРАМЕТРАМ АТМОСФЕРИКОВ

Очень далекие атмосферерики, приходящие из грозовых очагов, находящихся на расстояниях несколько тысяч километров от данного пункта, можно было принимать еще на заре развития радиотехники. В 1920-е годы появилась возможность определения направлений прихода атмосферериков и локализации грозовых очагов по данным синхронных наблюдений в нескольких пунктах. Однако при больших базах, необходимых для локализации источников дальних атмосферериков, такой метод практически неэффективен. Проблема дальних наблюдений могла быть решена только в результате разработки однопунктного метода определения расстояния до грозовых очагов. Эту задачу так долго не удавалось решить, что оставались открытыми только какие-то совершенно новые и необычные подходы к ее решению. Новые представления о волноводном распространении атмосферериков, ставшие общепринятыми после выхода работы английского специалиста Баддена (1951 г.), привлекали внимание своей простотой и наглядностью. Самые общие свойства волноводов, в то время уже широко применявшихся в технике, были хорошо известны. Атмосферерики стали активно использоваться в работах по исследованию распространения сверхнизкочастотных радиоволн по результатам полного гармонического анализа формы зарегистрированных импульсов. Экспериментальные данные о фазовых скоростях сверхнизкочастотных радиоволн получали в 1950-е годы только по фазовым спектрам атмосферериков. Однако специалисты, проводившие эти работы, отрицали практическую возможность использования фазовых характеристик атмосферериков для решения задачи о методике дальних наблюдений. Более того, они утверждали, что фазовые параметры атмосферериков нельзя получить с помощью настроенных приемников, применявшихся уже давно только для исследования амплитудных спектров.

Выход из этого трудного положения был найден в результате замены фазовых спектров атмосферериков фазовыми параметрами, выявленными самым необычным способом. Обычные пеленгаторы, применяемые для наблюдений за атмосферериками, всегда снабжаются двумя приемниками с совершенно идентичной настройкой на заданную рабочую частоту f . Если, нарушая эту согласованность, перестроить один из приемников на частоту $2f$, пеленгатор превращается в фазометр, и на экране индикатора вместо пеленга получается фигура Лиссажу. Ключ к решению поставленной задачи был найден 15 мая 1965 г., и с

этого момента в отделе атмосферного электричества ИГО началась и стала стремительно продвигаться вперед работа по созданию фазового метода дальних наблюдений. Намеченная перестройка одного из имеющихся пеленгаторов осуществлена 16-17 мая, первые опытные наблюдения произведены 18-23 мая. В это же время для исключения двузначности фигур Лиссажу прямоугольный импульс подсветки был заменен экспоненциальным и длительность его уменьшена до одного периода рабочей частоты. Имея в реках простейший фазовый параметр $\Delta = \psi(2f) - 2\psi(f)$, где $\psi(2f)$ и $\psi(f)$ - фазы гармоник атмосферика с частотами $2f$ и f , можно было уверенно подходить к выяснению практической применимости фазового метода. Для этого требовалось прежде всего определить минимальную длину интервала l , в котором данный фазовый параметр изменяется на 360° и однозначно связан с расстоянием. Вполне очевидно, что величина l зависит от выбора рабочей частоты f , но по имевшимся тогда сравнительно грубым экспериментальным данным об изменении фазовых скоростей в диапазоне частот 1-20 кГц и соответственно по неподтвержденным еще результатам теоретических расчетов нельзя было выяснить возможность практического использования фазового параметра Δ . Поэтому пришлось сразу же приступить к проведению серии наблюдений, предназначенных для непосредственной оценки действительно встречающихся величин l .

Необходимые экспериментальные данные были получены по результатам измерений фазового параметра Δ (в то время еще по фигурам Лиссажу), проведенных по командам работавшего тогда куста пунктов пеленгования атмосфериков. После обработки данных пеленгования находили расстояния R до отдельных источников принятых атмосфериков и в заключение сопоставляли синхронные значения Δ и R . Вся серия наблюдений подразделялась на ряд этапов, в промежутках между которыми производилась перестройка пары приемников, применявшейся для измерений Δ . С 31 мая по 7 июня 1965 г. работа производилась при фиксированной частоте $f = 6,7$ кГц, замененной потом частотами 1,08 кГц (с 9 по 14 июня), 2,2 кГц (с 15 по 21 июня), 3,8 кГц (с 21 по 26 июня), 1,7 кГц (с 28 июня по 6 июля) и 10,7 кГц (с 10 по 24 июля). При обобщении результатов наблюдений на графиках с координатами R и Δ сразу же обнаружился большой разброс точек, но благодаря множеству измеренных пар (R, Δ) даже при определении Δ по принятой очень грубой шкале получили вполне определенные оценки искомых значений l , изменяющихся примерно от 500 до 1500 км в пределах всего исследованного интервала частот. Попутно по этим же данным была подсчитана зави-

симость фазовой скорости v от частоты f , причем полученные таким способом значения $v(f)$ превышали ожидаемые нормальные значения вследствие сравнительно малых l . Это расхождение было вызвано привязкой измерений параметра Δ к результатам целенгования атмосфериков сетью пунктов, достаточно надежным только в средней зоне с радиусом около 1000 км, как правило, за ее пределами их отбраковывали. Как известно, фазовые скорости в средней зоне должны быть больше своих нормальных значений, поэтому найденные соотношения доказывали работоспособность нового метода измерений с помощью настроенных приемников. Путь для проведения дальнейшей работы был открыт, но решить поставленную задачу сразу не удалось — простейший параметр Δ при наличии сравнительно малых l оказался непригодным для дальних наблюдений.

Следующий шаг на этом пути — замена параметра Δ комплексным параметром (Δ_1, Δ_2) , измеряемым с помощью двух синхронно работающих фазометров, настроенных на сдвинутые рабочие частоты. В развернутом виде $\Delta_1 = \psi(2f) - 2\psi(f)$, тогда как $\Delta_2 = \psi(2f + 2d) - 2\psi(f + d)$, причем $d \ll f$. Уточнение измерений разности фаз, желательное и при работе с одним Δ , совершенно необходимо при переходе к синхронным измерениям двух фазовых параметров. Вследствие новизны фазовых наблюдений за атмосфериками пришлось переоткрывать способ измерения разности фаз с помощью круговой развертки, которая, как было замечено позднее, уже применялась в технике для определения разности фаз колебаний с одинаковыми частотами. Круговая развертка, обеспечивающая необходимую и вполне достаточную точность измерений, а также возможность визуальной отбраковки отдельных сигналов при искаженной форме секторов, образуемых пакетом колебаний, с тех пор занимает прочное место в практике обсерваторских наблюдений за атмосфериками. Переход от фигур Лиссажу к круговым разверткам, не вызывающий каких-либо аппаратных затруднений, был сделан одновременно с настройкой второго фазометра.

В августе-сентябре 1965 г. было проведено много предварительных наблюдений с целью экспериментальной привязки каждой комбинации фазовых параметров (Δ_1, Δ_2) к определенному расстоянию до источника. Для этого на сетке с координатами Δ_1, Δ_2 ориентировочно намечались "грубые" и "точные" дорожки, по маркировке которых нужно определять искомое расстояние. Однако все попытки найти однозначную связь парных отсчетов (Δ_1, Δ_2) с расстояниями до грозových очагов, определенными по данным синоптических карт и результатам целенгования атмосфериков сетью пунктов, не увенча-

лись успехом. Проще всего было допустить, что это объясняется неудачным выбором принятого сдвига частот $d = 2$ кГц, тогда дальнейшая работа должна направляться в сторону поиска более подходящего значения d . Такой поиск был начат в октябре 1965 г. с предельного значения $d = 0$, при котором оба фазометра настраивались на одинаковую пару частот (f , $2f$). При нанесении результатов наблюдений на график с координатами (Δ_1 , Δ_2) точки располагались вдоль прямой $\Delta_1 = \Delta_2$ с достаточно малым аппаратным разбросом. После этого нужно было постепенно увеличивать d , делая небольшие шаги. Каждая перестройка фазометров сопровождалась серией наблюдений, проводимых в течение одной-двух недель. Данные, полученные во время каждого отдельного сеанса, наносились на график с координатами Δ_1 , Δ_2 , не имевшими уже никаких заранее проведенных дорожек. Около точек, нанесенных на график, указывались обычно соответствующие пеленги, что позволяло в некоторых случаях найти расстояние до источников по данным синоптических карт. Все графики тщательно просматривались и изучались, но до последней серии измерений с $d = 0,7$ кГц не было замечено, что содержательное значение имеет только разность ($\Delta_2 - \Delta_1$), а использование более полных сведений о паре фазовых параметров (Δ_2 , Δ_1), не давая никаких уточнений, маскирует и запутывает подход к определению расстояния. Задача была решена в тот момент, когда было отброшено все лишнее.

Найдя шкальный фазовый параметр

$$\delta = (\Delta_2 - \Delta_1) = [\varphi(2f + 2d) - \varphi(2f)] - 2[\varphi(f + d) - \varphi(f)],$$

нужно было определить, получается ли подходящая шкала расстояний при сохранении последней настройки фазометров ($f = 6,4$ кГц, $d = 0,7$ кГц). По данным обработки наблюдений, проведенных в октябре-ноябре 1965 г., длина минимального пути L , при прохождении которого параметр δ изменяется на 360° , составляла 18 000 км. Такая шкала вполне обеспечивала возможность использования этой установки для дальних однопунктных наблюдений. Систематические регулярные наблюдения за дальними грозowymi очагами стали проводиться с 3 декабря 1965 г.

Фазовый метод, обеспечивший получение новых данных о грозовой обстановке в дальней зоне, был разработан в течение полугода (май - ноябрь 1965 г.) силами двух специалистов и одного техника наблюдателя. В процессе его разработки встретился ряд новых вопросов, например, неожиданно обнаружилось, что в литературе нет общего определения инвариантной разности фаз колебаний с любыми

(равными или неравными) частотами. Освоение данных о фазах атмосфериков обеспечивало проведение целенаправленного перехода от неразложимых исходных характеристик к сложным фазовым параметрам. Подробное описание разработанного метода, техники фазовых измерений, применяемой аппаратуры, а также ряда результатов однопунктных наблюдений за далекими грозowymi очагами дано в специальной монографии /6/ и в отдельных статьях /1, 2, 4, 5, II, 13, 14, 19-22, 24-26, 28-30/.

Во время проводившейся в ГГО разработки дальнего фазового метода еще не было известно, что однопунктный метод наблюдений за дальними грозами, разработанный годом раньше в Институте Г.Герца (Берлин), также является фазовым. Параметр, используемый в берлинском методе определения расстояния, во всех оригинальных статьях называется разностью групповых задержек, но способ определения его не был указан и только из работ, опубликованных после 1965 г., стало ясно, что непосредственно измеряемая разность фаз просто выражается в других единицах. В технике связи фазовые характеристики используются как средство для получения искомым групповых задержек, здесь же искомой величиной является расстояние до источника и, так как сами групповые задержки не нужны, естественнее использовать непосредственно измеряемую разность фаз, инвариантную относительно времени. Соответствующие литературные ссылки вместе с описанием берлинского метода имеются в монографии /6/. По ним вполне определенно выяснилось, что в работах, проведенных совершенно независимо друг от друга в Ленинграде и в Берлине, были найдены одни и те же физические основы для различных вариантов решения поставленной задачи с помощью фазовых параметров атмосфериков. Такое случайное совпадение могло появиться в то время, когда фазовые параметры, образно говоря, уже носились в воздухе, но многими не замечались. К последним относились прежде всего специалисты, хорошо знакомые с работами по исследованию фазовых спектров атмосфериков, например, автор книги /13/, вышедшей в 1966 г., когда фазовые методы уже использовались для проведения регулярных наблюдений.

Роль четырехчастотного фазового параметра

$$\delta = \Delta_2 - \Delta_1 = [\psi(2f - 2d) - \psi(2f)] - 2[\psi(f + d) - \psi(f)],$$

использованного в первом ленинградском варианте, в берлинском варианте выполняет трехчастотный параметр

$$\delta' = \Delta_2 - \Delta_1 = [\psi(f + d) - \psi(f)] - [\psi(f) - \psi(f - d)].$$

Подходящие значения f и d также оказались различными: для четырехчастотного варианта $f = 6,4$ кГц и $d = 0,7$ кГц, а для трехчастотного варианта $f = 7$ кГц и $d = 2$ кГц. При этих значениях f и d получаются следующие группы рабочих частот: 6,4; 7,1; 12,8; 14,2 кГц в первом случае и 5,7 и 9 кГц во втором случае.

Прием дальних атмосфериков на частотах до 15 кГц в течение довольно длительного времени после разработки фазовых методов не вызывал затруднений, однако позднее в области частот 10–15 кГц стало появляться все больше технических помех от радиостанций. К этому времени накопился большой опыт работы с фазовыми параметрами атмосфериков и была разработана вполне определенная и практически удобная методика их расчета. Поэтому был легко подготовлен следующий вариант ленинградского метода, не требующий использования частот 12–14 кГц.

Расчеты основываются на известной теоретической формуле для фазовых скоростей, практическая применимость которой обоснована в статье /22/:

$$v_{\phi}^*(f) = \frac{1}{\sqrt{1 - \frac{b}{f^2}}}, \quad (1)$$

заменяемой в рабочем приближении выражениями

$$v_{\phi}^*(f) = 1 + \frac{b}{2f^2}, \quad \frac{1}{v_{\phi}^*(f)} = 1 - \frac{b}{2f^2}. \quad (2)$$

При расчете учитывается также известное соотношение

$$v_{\phi}^*(f) \cdot v_r^*(f) = 1 \quad (3)$$

Здесь

$$v^*(f) = [(v/f)/c]$$

– нормированная фазовая скорость на частоте f ; c – скорость света; $v_r^*(f)$ – нормированная групповая скорость. Заметим, что формула (1) выписана здесь без простого поправочного множителя, учитывающего сферичность Земли, но в данном случае не имеющего существенного значения. С помощью выражений (2) и (3) легко выводится формула для определения длины шкалы L , получаемой при использовании фазового параметра $\delta^* = [\psi(f) - \psi(f-d)] - \psi(F)$:

$$L = \frac{2c}{\delta d} \left[\frac{1}{\frac{1}{f(f-d)} - \frac{1}{(f^*)^2}} \right] \quad (4)$$

Формула (4) дает значения L в тысячах километров, когда частоты f , $(f-d)$ и f^* выражены в килогерцах и коэффициенты δ и c приняты равными 1,4 и 0,3 соответственно. Легко подсчитать, что подходящее для дальних наблюдений значение L , равное 25 000 км, можно получить при входных рабочих частотах, не превышающих 10 кГц (например, при $f = 8$ кГц, $(f-d) = 6$ кГц, $f^* = 9$ кГц). Рабочий параметр δ^* непосредственно определяется разностью фаз двух колебаний с одинаковыми частотами d . Первое колебание формируется, как обычно, разностной частотой $[f - (f-d)] = d$, выделяемой модулятором, второе является соответствующей гармоникой ($F = d$) огибающей пакета колебаний, используемой, как в известном методе Найквиста, для привязки к групповой скорости на частоте $f^*/19, 28, 29/$.

Естественно, что при исследовании различных вариантов дальних методов все внимание было обращено на параметры, изменяющиеся в зависимости от расстояния. Только в конце исследования было замечено, что параметры δ_0^* , не зависящие от расстояния при $L = \infty$, также представляют интерес для отбраковки неправильных показаний. Нормальное значение такого параметра может быть определено заранее по контрольному сигналу типа скачка напряжения, в идеализированном виде представляемого интегралом от дельта-функции. Аномальные особенности источников или условий распространения отдельных атмосфериков должны, очевидно, вызвать сдвиги значений как δ_0^* , так и δ^* . Поэтому непосредственно обнаруживаемые сдвиги δ_0^* на значение, превышающее, скажем, $\pm 10^0$, могут служить признаком для отбраковки соответствующих отсчетов рабочего параметра $\delta^*/28/$. Параметры типа δ_0^* находят по формуле (4), так как $L = \infty$ при условии $(f-d)f = (f^*)^2$. Возвращение к четырехчастотному варианту в результате добавления частоты $(f+d)$ позволило параллельно измерять как рабочий параметр δ^* , так и контрольный параметр δ_0^* . Например, при $(f+d) = 10$ кГц, $f = 8$ кГц, $(f-d) = 6$ кГц и $f^* = \sqrt{80} \approx 8,94$ кГц по формуле (4) $L \approx 25\,000$ км для параметра

$$\delta^* = [\psi(f) - \psi(f-d)] - \psi(F)$$

и $L = \infty$ для параметра

$$\delta_0^* = [\varphi(f+d) - \varphi(f)] - \varphi(F).$$

Хотя в полосу приема на частоте 10 кГц попадает один из сигналов радионавигационной системы "Омега" /14/, это не создает существенных затруднений, так как 90 % времени остается свободным от помех. В заключение можно отметить, что в конце концов различные варианты фазовых методов оказались связанными между собой, так как разность

$$(\delta_0^* - \delta^*) = [\varphi(f+d) - \varphi(f)] - [\varphi(f) - \varphi(f-d)]$$

сводится к уже упоминавшемуся выше параметру δ' . Однако, как указано в статье /28/, целесообразнее использовать параметр δ_0^* непосредственно для отбраковки тех значений рабочего параметра δ^* , которые приводят к ошибочной оценке расстояния.

Опыт, приобретенный в результате обращения к фазовым параметрам атмосфериков при разработке дальнего однопунктного метода, оказался очень полезным для начавшихся работ по созданию методики регистрации ближних грозových очагов. Сначала была легко освоена техника фазовой индикации азимутов с применением линейной /3/ и круговой /12/ развертки. Затем было разработано принципиально новое устройство – панорамный регистратор ближних гроз, в котором квантование азимутов осуществляется с помощью секционированной линии задержки со звеньями, сдвигающими фазу на 45° /7, 8/. Практическая эффективность наблюдений с помощью панорамных регистраторов подтверждена опытом использования этих приборов в типичных производственных условиях /15–18, 32/. Самые простые фазовые измерения, учитывающие с помощью синхронных детекторов только синфазность – противофазность принимаемых сигналов, использованы в грозоуказателях /9, 10, 33/, сигнализирующих о появлении гроз в четырех основных направлениях и предназначенных для работы в низовых подразделениях метеослужбы.

Господствующее место в тематике работ по ближней грозовой обстановке после решения вопросов, касающихся регистрации азимутального распределения очагов, заняли исследования методов определения расстояния до грозových очагов в пределах ближней зоны. В результате проведенных опытов была показана возможность использования узкополосных методов, основанных на измерении различных фазовых параметров атмосфериков, связанных с расстоянием R следующими соотношениями:

$$(2\pi R/\lambda) = \sqrt[3]{ctg\psi(EH)}, \quad (5)$$

где $\lambda = (c/f)$ - длина волны в пустоте, $\psi(EH)$ - разность фаз электрической и магнитной составляющих, принятых на частоте $f/23, 31/;$

$$tg\psi(EE) = \frac{4a^3 - 6a^5}{1 - 3a^2 + 9a^4 - 4a^6}, \quad (6)$$

где $\psi(EE)$ - разность фаз электрических составляющих, принятых на частотах f и $2f$, $a = (2\pi R/\lambda)/34/;$

$$(4\pi R/\lambda) = \sqrt{ctg^2\psi + 4}, \quad (7)$$

где ψ - разность фаз колебаний с частотой f , выделенных из самого атмосферика и прямоугольного сигнала, вырабатываемого грозоотметчиком /27/. Последний вариант является по существу аналогом малоэффективного дальнего метода определения расстояний по "хвостам" атмосфериков.

Основным недостатком всех этих вариантов является необходимость использования очень низких частот, примерно 1 кГц, на которых особенно высок уровень технических помех. Возвращаясь к опыту первых измерений фазовых параметров, начатых в результате перестройки приемников пеленгатора, можно повторить такой прием в поисках способа повышения рабочих частот при ближних наблюдениях. Для проведения новых опытов потребуется перестроить приемники панорамного регистратора на соседние частоты и уменьшить шаг линии задержки. Кроме того, продолжение первой серии измерений (1965 г.) до частот f примерно 50 кГц, оказавшееся ненужным для успешно завершённой разработки дальнего метода, теперь может представлять интерес для решения вопроса о методике однопунктных наблюдений в средней зоне.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. И н ь к о в Б.К. О возможности определения местоположения грозовых очагов из одного пункта. - Метеорология и гидрология, 1967, № 4, с.102-105.

2. И н ь к о в Б.К. Грозовая активность в северной половине Атлантического океана по наблюдениям в 1966 г. - Труды ГГО, 1968, вып.225, с.59-64.

3. И н ь к о в Б.К. О применении линейной развертки при исследовании азимутального распределения атмосфериков. - Труды ИГО, 1968, вып.225, с.74-78.
4. И н ь к о в Б.К. Результаты выборочного сопоставления материалов наблюдений за дальними грозовыми очагами со спутниковыми данными. - Труды ИГО, 1969, вып.242, с.6-8.
5. И н ь к о в Б.К. Зависимость фазовой скорости электромагнитных волн от расстояния (для частоты 7 кГц). - Труды ИГО, 1969, вып.242, с.3-5.
6. И н ь к о в Б.К. Фазовые методы определения расстояния до очагов атмосфериков. - Л.: Гидрометеиздат, 1973. - 136 с. (Труды ИГО, вып.319).
7. И н ь к о в Б.К. Объединение особенностей традиционной аппаратуры в панорамном регистраторе близких гроз. - Труды ИГО, 1977, вып.350, с.3-17.
8. А.с. № 619880 (СССР). Устройство для регистрации близких гроз /Б.К.Иньков. - Заявл. 11.03.74. Оpubл. 15.08.78. - В кн.: Открытия. Изобретения, 1978, № 30.
9. А.с. № 871116 (СССР). Грозоуказатель / Б.К.Иньков. - Заявл. 1.10.79. Оpubл. 7.10.81. - В кн.: Открытия. Изобретения, 1981, № 37.
10. И н ь к о в Б.К. Грозоуказатель. - Труды ИГО, 1984, вып.474, с.76-84.
11. И н ь к о в Б.К., М а х о т к и н Л.Г. О связи источников с географическими факторами (на примере Аравийского полуострова). - Труды ИГО, 1968, вып.225, с.55-58.
12. И н ь к о в Б.К., М а х о т к и н Л.Г. Опыт применения пеленгатора Ерухимовича для наблюдений за атмосфериками. - Труды ИГО, 1975, вып.358, с.40-47.
13. К а ш п р о в с к и й В.Е. Определение местоположения гроз радиотехническими методами. - М.: Наука, 1966. - 248 с.
14. К и н к у л ь к и н И.Е., Р у б ц о в В.Д., Ф а б р и к М.А. Фазовый метод определения координат. - М.: Советское радио, 1979. - 280 с.
15. Л е щ е н к о Г.П., И н ь к о в Б.К. Оперативное обнаружение гроз панорамными регистраторами, установленными в двух пунктах. - Труды ИГО, 1981, вып.442, с.47-52.
16. Л е щ е н к о Г.П., Т ы с и н ю к Н.М. Использование панорамного регистратора гроз в оперативной работе. - Метеорология и гидрология, 1976, № 5, с.113-115.
17. Л е щ е н к о Г.П., Т ы с и н ю к Н.М. Примеры ис-

пользования панорамного регистратора гроз при метеообеспечении авиации. - Труды ИГО, 1977, вып.350, с.18-22.

18. Лещенко Г.П., Тысянник Н.М. Динамика развития грозовой деятельности в центральных районах Украины. - Труды ИГО, 1980, вып.401, с.23-28.

19. Махоткин Л.Г. Старое и новое в атмосферном электричестве (к 90-летию со дня рождения П.Н.Тверского). - Труды ИГО, 1984, вып.474, с.3-7.

20. Махоткин Л.Г., Иньков Б.К. Однопунктные методы наблюдений за грозowymi очагами. - Труды ИГО, 1969, вып.242, с.32-36.

21. Махоткин Л.Г., Иньков Б.К. Использование атмосфериков для получения геофизической информации. - Труды ИГО, 1969, вып.242, с.130-142.

22. Махоткин Л.Г., Иньков Б.К. Сравнение и анализ расчетных данных о фазовых скоростях электромагнитных волн в волноводе Земля - ионосфера. - Труды ИГО, 1970, вып.253, с.136-152.

23. Махоткин Л.Г., Иньков Б.К. Проверка показаний пеленгаторов атмосфериков на очень малых расстояниях. - Труды ИГО, 1980, вып.401, с.57-61.

24. Махоткин Л.Г., Иньков Б.К. К методике обработки данных однопунктных наблюдений за далекими грозowymi очагами. - Труды ИГО, 1980, вып.401, с.80-82.

25. Махоткин Л.Г., Иньков Б.К. Зависимость фазовых параметров атмосфериков от расстояния. - Труды ИГО, 1981, вып.442, с.71-74.

26. Махоткин Л.Г., Иньков Б.К. Сравнение фазовых и групповых параметров атмосфериков. - Труды ИГО, 1982, вып.455, с.50-56.

27. Махоткин Л.Г., Иньков Б.К. Об изменении фазогрупповых параметров атмосфериков в ближней зоне. - Труды ИГО, 1984, вып.484, с.24-27.

28. Махоткин Л.Г., Иньков Б.К. Вопросы методики наблюдений за дальними грозами. - Труды ИГО, 1984, вып.484, с.49-52.

29. Махоткин Л.Г., Иньков Б.К. Развитие методов наблюдений за атмосфериками. - В кн.: Атмосферное электричество. Труды II Всесоюзного симпозиума. Л., Гидрометеиздат, 1984, с.163-166.

30. Махоткин Л.Г., Иньков Б.К. Использование

фазовых параметров атмосфериков. - В кн.: УП школа-семинар по ОНЧ излучениям (тезисы докладов). Якутск, изд. Якутского филиала СО АН СССР, 1985, с.86-87.

31. Махоткин Л.Г., Иньков Б.К., Лещенко Г.П. О возможности использования узкополосного варианта электромагнитного метода оценки расстояния до грозовых очагов. - Труды ИГО, 1980, вып.401, с.62-65.

32. Махоткин Л.Г., Иньков Б.К., Синегубов В.И. Сопоставление данных панорамных регистраторов близких гроз при частично перекрывающихся рабочих зонах. - Труды ИГО, 1981, вып.442, с.53-57.

33. Махоткин Л.Г., Иньков Б.К., Синегубов В.И. Анализ результатов регистрации ближних гроз. - Труды ИГО, 1984, вып.484, с.3-8.

34. Махоткин Л.Г., Лещенко Г.П., Иньков Б.К. Изменение разности фаз компонентов атмосфериков вблизи источника. - Труды ИГО, 1980, вып.424, с.57-61.

РЕЗУЛЬТАТЫ СРАВНЕНИЯ ФАЗОВЫХ ПАРАМЕТРОВ ДАЛЬНИХ АТМОСФЕРИКОВ

Однопунктные методы наблюдений за дальними грозowymi очагами, разработанные в середине 1960-х годов в ИТО (Ленинград) и в Институте Г.Герца (Берлин), основаны на использовании различных фазовых параметров атмосфериков /1/. В настоящее время имеется достаточно обширная литература по дальним фазовым методам, например, в работе /6/ даны ссылки на 42 статьи, касающиеся анализатора атмосфериков, в котором для наблюдений за дальними очагами использован берлинский метод. Все работы по двум фазовым методам (ленинградскому или берлинскому) проводились совершенно независимо друг от друга, а сравнения полученных результатов делались лишь эпизодически и ограничивались, по существу, примером, приведенным в монографии /1/. Вопрос о соотношении практически применяемых фазовых параметров до сих пор оставался в стороне и не привлекал внимания, хотя выяснение его с общей точки зрения можно считать вполне оправданным.

В установках, работающих по берлинскому методу, продолжает использоваться /7, 9/ первоначально выбранный параметр $\delta = \Delta_2 - \Delta_1$, где $\Delta_2 = \psi(f+d) - \psi(f)$, $\Delta_1 = \psi(f) - \psi(f-d)$, причем через $\psi(f+d)$, $\psi(f)$ и $\psi(f-d)$ обозначены фазы составляющих атмосферика, принятого соответственно на частотах $(f+d)$, f и $(f-d)$, где $f = 7$ кГц, $d = 2$ кГц. Для наблюдений по ленинградскому методу использовался четырехчастотный параметр $\delta = \psi(14,2) - \psi(12,8) - 2[\psi(7,1) - \psi(6,4)]$. Интервал 5-15 кГц, где располагались выбранные рабочие частоты, раньше был достаточно свободен от технических помех, но позднее верхняя половина этого интервала (10-15 кГц) стала все больше заполняться посторонними сигналами радиостанций. К этому времени уже был получен большой опыт рабочих расчетов различных фазовых параметров, среди которых можно легко выбрать параметр, связанный с использованием более ограниченного интервала частот.

Выбранный фазовый параметр δ^* изменяется на один полный цикл на расстоянии L , которое определяется следующей формулой /2-4/:

$$L = \frac{0,43}{(f_2 - f_1)} \left[\frac{1}{\frac{1}{f_1 f_2} - \frac{1}{(f_3)^2}} \right], \quad (1)$$

где L выражено в тысячах километров при подстановке значений f_1 , f_2 и f_3 в килогерцах. Эта формула относится к фазовому параметру

$$\delta^* = \varphi(f_2) - \varphi(f_1) - \varphi(F). \quad (2)$$

Здесь, как обычно, $\varphi(f_2)$ и $\varphi(f_1)$ — фазы составляющих атмосферика, принятых на частотах f_2 и f_1 , а $\varphi(F)$ — фаза гармоники F , выделенной из огибающей пакета колебаний, принятых на частоте f_3 . Частоты f_1 , f_2 и f_3 выбираются с расчетом на получение подходящего значения L , а частота гармоники F берется равной $(f_2 - f_1)$. Принимая атмосферика на четырех частотах (6, 8, 10 и $\sqrt{80} \approx 8,94$ кГц) и комбинируя их между собой, можно получить два параметра: δ_1^* и δ_2^* . Если для δ_1^* взять $f_1 = 6$ кГц, $f_2 = 8$ кГц, $f_3 = 8,94$ кГц, то по формуле (I) получается рабочая шкала с $L \approx 25\,000$ км. Вторая комбинация, получающаяся при $f_1 = 8$ кГц, $f_2 = 10$ кГц, $f_3 = 8,94$ кГц, приводит к параметру δ_2^* , для которого формула (I) дает $L \approx 400\,000$ км. При таком большом L зависимость параметра δ_2^* от расстояния практически почти не обнаруживается и существенные отклонения δ_2^* от его исходного значения могут вызываться только особенностями источника, аномальным распространением радиоволн и техническими помехами. Рабочий параметр δ_1^* , формируемый в основном теми же сигналами, что и параметр δ_2^* (две из трех рабочих частот являются общими для δ_1^* и δ_2^*), под влиянием этих же факторов может искажаться одновременно с δ_2^* . В таких случаях появляются неправильные оценки искомых расстояний, которые нельзя, естественно, выявить по значениям самого δ_1^* и можно обнаружить только по большим отклонениям δ_2^* от исходного нулевого значения. Нулевое положение шкалы для контрольного параметра δ_2^* сначала устанавливается по широкополосному сигналу, имеющему форму скачка напряжения, а потом слегка корректируется по экспериментальным данным. Таким же способом находится нуль шкалы рабочего параметра δ_1^* .

Случайные колебания измеряемых фазовых параметров, вызванные посторонними факторами, приводят к заметному разбросу отдельных точек на рабочих графиках с координатами азимут — расстояние. Разброс точек, получающийся по данным измерений параметра δ_1^* при использовании берлинского метода, можно оценить по рисункам, приведенным в статьях /5, 8/. Разброс значений четырехчастотного параметра δ , применявшегося при использовании ленинградского метода, учитывался при обработке наблюдений путем осреднения полученных данных по группам точек, расположенных сравнительно близко

друг от друга. Пример обработки первичных данных этим методом приведен в книге /1/.

В настоящее время разброс отдельных значений измеряемых параметров при возросшем уровне технических помех можно ориентировочно оценить по распределению значений параметра δ_2^* , характерной особенностью которого является обычно пренебрежимо малая зависимость от расстояния. Как видно из суммарного графика, построенного по данным более 10 000 отсчетов, сделанных в течение двух с половиной месяцев (рис. I), часто встречаются значения δ_2^* , колеблющиеся в пределах широкого интервала. Кривая, представленная на рис. I, может быть приближенно аппроксимирована нормальным распределением с медианой около 5° и средним квадратичным отклонением 35° . Для оценки расстояний до грозových очагов было принято учитывать только те отсчеты рабочего параметра δ_1^* , которые сопровождаются одновременным отсчетом контрольного параметра δ_2^* , не выходящим за пределы $(-10^\circ) \leq \delta_2^* \leq (+10^\circ)$. Полоса отбора, в которую попадает в среднем около 30 % общего числа измеренных атмосфериков, выделена вертикальной штриховкой на рис. I. Число принимаемых атмосфериков вообще достаточно велико, поэтому отбрасыва-

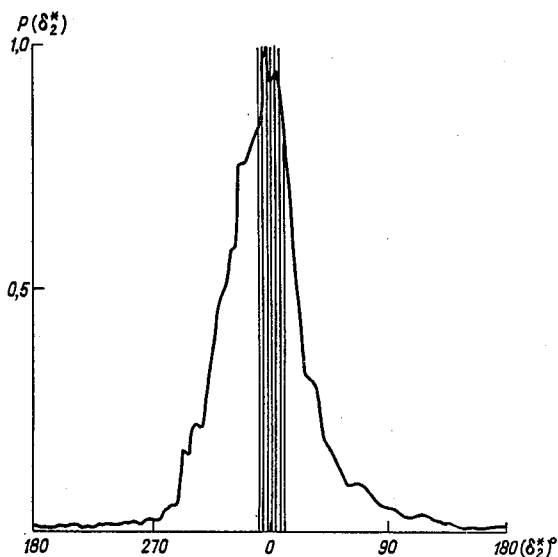


Рис. I. Повторяемость $P(\delta_1^*)$ различных значений параметра δ_1^* , выраженная в относительных единицах.

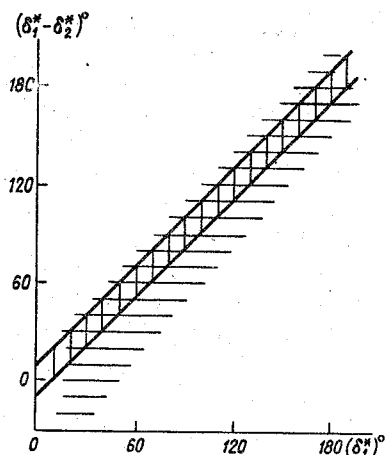


Рис.2. Сопоставление значений рабочих параметров атмосфериков. Обозначения см. в тексте.

ние большей части отсчетов (около 70 %) оказывается практически вполне допустимым.

Для оценки степени согласованности всех первичных данных, получаемых практически дальними методами, достаточно сопоставить парные значения параметра δ_1^* и разности $(\delta_1^* - \delta_2^*)$. Действительно, по самому определению параметров δ_1^* и δ_2^* , разность $(\delta_1^* - \delta_2^*) = \psi(10) - 2\psi(8) + \psi(6)$ является вполне подходящим аналогом параметра $\delta' = \psi(9) - 2\psi(7) + \psi(5)$, так как небольшой сдвиг группы рабочих частот не может привести к существенному изменению разброса отдельных отсчетов. Результаты такого сопоставления представлены в обобщенном виде на рис.2. Этот график построен по данным более 5000 парных отсчетов, сделанных при проведении ряда регулярных сеансов в течение полутора месяцев. Полоса, в которой экспериментальные точки расположены с достаточно большой плотностью, выделена горизонтальной штриховкой. В среднем наблюдается вполне закономерная связь сравниваемых параметров, но большая ширина полосы, в которой группируются экспериментальные точки, снова указывает на значительный разброс значений как одного, так и другого параметра. Вследствие примерно одинаковой эффективности различных рабочих параметров развитие методов дальних однопунктных наблюдений практически реализуется только выборочно. Полоса отбора обозначена на рис.2 вертикальной штриховкой. Дополнительную характеристику особенностей выборки дает рис.3.

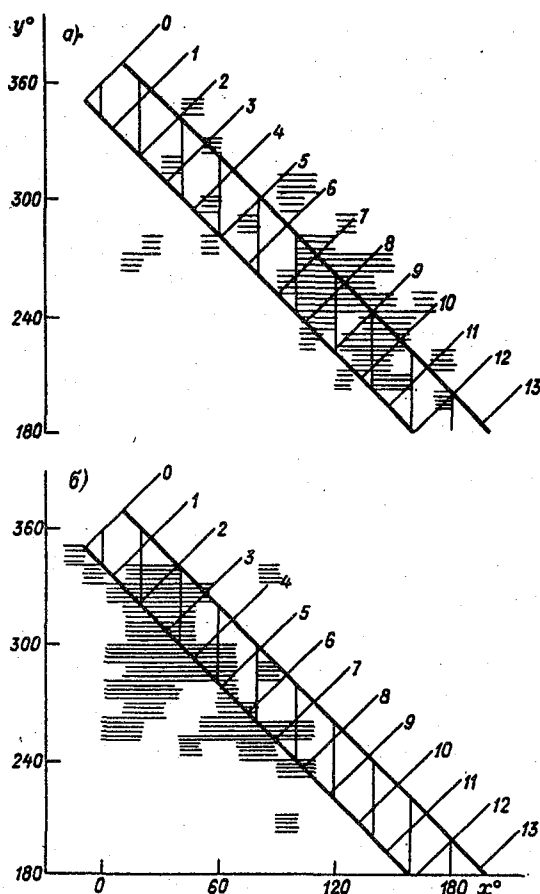


Рис.3. Сопоставление комбинаций фазовых параметров атмосферных явлений. Обозначения см. в тексте.

Графики на рисунке построены в координатах $x = (\delta_1^* - \delta_2^*)$, $y = -(\delta_1^* + \delta_2^*)$ по данным около 1000 парных отсчетов для каждого из них и относятся соответственно к утренним (рис.3 а) и дневным (рис.3 б) сеансам наблюдений, проводившимся в 6 и 13 ч гринвичского времени. Горизонтальной штриховкой выделены клетки, в которых преимущественно концентрировались экспериментальные точки, вертикальной штриховкой обозначена полоса отбора, оцифрованными наклонными линиями дана шкала расстояний до грозовых очагов в тысячах километров.

Как видно из этого рисунка, в утреннее время наблюдались преимущественно самые далекие очаги и значительная часть принятых атмосфериков укладывалась по измеренным контрольным параметрам в полосу отбора. В дневное время преобладали менее удаленные атмосферерики, значительная часть которых оказывалась вне полосы отбора. Отмеченные особенности могут выделяться более или менее определенно в зависимости от ряда различных факторов. Все сопоставления произведены по данным наблюдений в зимние месяцы, но суточные вариации удаленности активных грозовых очагов имеют довольно регулярный характер и проявляются в разной степени в течение всего года. Уровень посторонних помех, имеющих вообще тенденцию к росту, изменяется незакономерно и при повышении его отбраковка атмосфериков имеет особенно существенное значение.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. И н ь к о в Б.К. Фазовые методы определения расстояния до очагов атмосфериков. - Л.: Гидрометеиздат, 1973. - 136 с. (Труды ГГО, вып.319).
2. М а х о т к и н Л.Г. Старое и новое в атмосферном электричестве (к 90-летию со дня рождения П.Н.Тверского). - Труды ГГО, 1984, вып.474, с.3-7.
3. М а х о т к и н Л.Г., И н ь к о в Б.К. Вопросы методики наблюдений за дальними грозами. - Труды ГГО, 1984, вып.484, с.49-52.
4. М а х о т к и н Л.Г., И н ь к о в Б.К. Развитие методов наблюдений за атмосфериками. - В кн.: Атмосферное электричество. Труды II Всесоюзного симпозиума. Л., Гидрометеиздат, 1984, с.163-166.
5. A n d e r s o n R.V. An instrument to digitize the individual sferics parameters provided by the atmospheric analyzer at Waldorf, Maryland. - Proc. Waldorf Conf. on Long-Range Geographic Estimation of Lightning Sources, 1972. Washington, Naval Res. Lab., 1974, p.39-50.
6. H a r t h W. VLF-atmospherics - ihre Messung und ihre Interpretation. - Zeitschrift für Geophysik, 1972, Bd 38, N 5, S.815-849.
7. H a r t h W. The propagation of atmospherics. - In: Electrical processes in atmospheres. Darmstadt, D.Steinkopf Verlag, 1977, S.663-682.
8. S a o K., I v a i A., T a k e u t i T., K a m a -

d a T. Present status of the study on direction finding and location of atmospherics at the research institute of atmospherics. - Proc. Waldorf Conf. on Long-Range Geographic Estimation of Lightning Sources, 1972. Washington, Naval Res. Lab., 1974, p.28-34.

9. S c h ä f e r J. et al. A network of automatic atmospherics analyzers. - In: Lightning technology. NASA Conf. Publ. 2128, Washington, 1980, p.215-225.

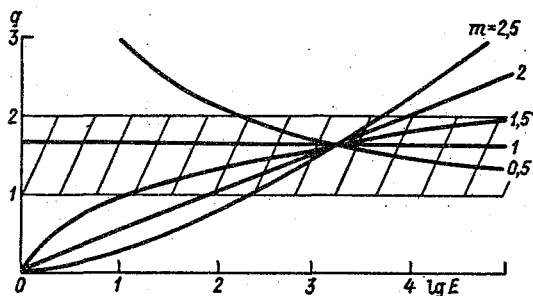
О СТАТИСТИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРАХ АМПЛИТУДНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ АТМОСФЕРНЫХ ПОМЕХ

Статистические закономерности типа $f(x) = x^n$, описывающие распределение объектов или интенсивность явления в зависимости от величины некоторой характеристики x , встречаются в самых различных областях. Однако теоретический вывод этих закономерностей на основе самых общих допущений часто вызывает значительные трудности, особенно в отношении определения показателя степени n . Условия появления таких закономерностей продолжают привлекать внимание и теоретически исследуются применительно к отдельным классам физических задач (например, о спектре токового шума /1/).

В статистике амплитудного распределения атмосферных помех такая задача была решена еще в 1963 г. /3, 4/, и полученные результаты использовались как в книге /8/, так и в отдельных статьях для анализа новых данных /6, 7/. Показатель степени (который принято обозначать буквой q) достаточно определенно оценивается для диапазона СНЧ, где распространение радиоволн наиболее устойчиво. При относительно высоких пороговых значениях напряженности поля E показатель q может удваиваться /4/; экспериментально это было обнаружено позднее, чем по расчету. Изменение q может учитываться в случае аппроксимации амплитудного распределения атмосферных помех формулой Вейбулла, применявшейся первоначально для описания результатов усталостных испытаний различных материалов. При такой аппроксимации, предложенной Л.Т.Ремизовым /10/, в качестве аргумента берется $\ln E$ и распределение характеризуется двумя параметрами: m и q^* (не считая нормирующего множителя). Заметим, что в книге /10/ и в соответствующих статьях параметр q дается без звездочки, но в данной статье, как было принято раньше /3, 4/, q относится прямо к показателю степени. С помощью указанного в книге /10/ эмпирического соотношения, связывающего параметры m и q^* , можно получить следующее выражение для показателя q :

$$q = e^{(2,5-2m)} (\ln E)^{(m-1)} \quad (I)$$

Результаты расчета q по формуле (I) при различных значениях параметра m представлены на рисунке, из которого видно, что преимущественно встречаются значения q , лежащие в заштрихованной



Изменение показателя q в зависимости от параметра m и порога E (в относительных единицах) по эмпирической формуле Л.Т.Ремизова.

полосе $1 < q < 2$, причем преобладание этих значений особенно заметно при учете вероятности различных значений параметра m : максимальной при $m \approx 1,5$ и резко убывающей при приближении к крайним значениям 0,5 и 2,5 [10]. Конечно, из самой формулы Вейбулла нельзя получить ни эту оценку величины показателя q для диапазона СНЧ, ни соотношение, связывающее параметры m и q^* и использованное при выводе формулы (I), ни распределение значений параметра m . Результаты расчетов по формуле (I) в конечном счете дают только дополнительное подтверждение согласованности предложенной аппроксимации с экспериментальными данными при выборе подходящего значения m , которое заранее никак нельзя оценить. В противоположность этому, к общей оценке величины показателя q естественно приводит метод, разработанный в статьях [3, 4]. Попутно легко объясняется вероятность значительных колебаний показателя q для средневолнового диапазона, в котором условия распространения радиоволн могут резко изменяться. В частности, по нескольким примерам, взятым из текущей литературы [2], для частот 1,1 МГц были получены значения q (вне области насыщения), приблизительно равные 2,2; 4,3; 5,5 при значительном разбросе отдельных точек. Более детальное приближение к исходным экспериментальным данным не имеет в таком случае большого значения вследствие изменчивости измеряемых величин.

Основные статистические закономерности амплитудного распре-

деления атмосферных помех наиболее естественно проявляются при использовании практически удобных графиков с координатами $\lg E$, $\lg [P/(1-P)]$, где P – сокращенное обозначение $P(E)$ – вероятности превышения порога E . Значения показателей степени q легко находятся по наклону прямых, вдоль которых на этих графиках располагаются экспериментальные точки. В зависимости от ширины полосы пропускания B , в которой производится прием атмосфериков на данной фиксированной частоте, эти прямые несколько смещаются. В книге /8/ дается методика перехода от распределения $P(E)$, полученного при полосе B_1 , к распределению $P^*(E)$ для полосы B_2 , предусматривающая использование выведенных там сравнительно громоздких формул. Основываясь, как и в книге /8/, на общих статистических закономерностях, можно более прямым способом оценить искомые сдвиги.

В статьях /3, 4/ было найдено, что число атмосфериков с амплитудой больше E и вероятность превышения порога E определяются соответственно формулами:

$$q(E) = cE^{-q}, \quad P(E) = [1 + \tau q(E)]^{-1}, \quad (2)$$

где c – коэффициент, зависящий от уровня грозовой деятельности, τ – средняя продолжительность атмосферика в данной полосе B_1 . Отсюда получается также развернутая формула для $P(E)$:

$$P(E) = [1 + c\tau(E)^{-q}]^{-1}. \quad (3)$$

По литературным данным, приведенным в книге /8/, при расширении полосы в w раз амплитуды принятых атмосфериков увеличиваются в w раз, а их средняя продолжительность уменьшается в w раз. Тогда при том же пороге

$$q^*(E) = c \left(\frac{E}{w} \right)^{-q} = c \left(\frac{w}{E} \right)^q, \quad (4)$$

вместо τ взяв (τ/w) , получим:

$$P^*(E) = \left[1 + \frac{c\tau}{w} \left(\frac{w}{E} \right)^q \right]^{-1} = \left\{ 1 + c\tau \left[\frac{w^{(q-1)}}{E} \right]^q \right\}^{-1}. \quad (5)$$

При сопоставлении формул (3) и (5) обнаруживается, что $P^*(E)$

совпадает с $P(E)$, если в формулу (5) вместо E подставить $E \cdot w^{\left(\frac{q-1}{q}\right)}$. Следовательно, при использовании графика с координатами $\lg E$, $\lg [P/(1-P)q]$ переход от распределения $P(E)$ к распределению $P^*(E)$ получается в результате параллельного сдвига исходной прямой на отрезок

$$v = \left(\frac{q-1}{q} \right) \lg w. \quad (6)$$

Экспериментальные данные о зависимости числа атмосфериков $q(E)$ от ширины узкой полосы довольно ограничены. В течение первых месяцев 1967 г. в Воейково (под Ленинградом) производилась непрерывная регистрация числа атмосфериков, принимаемых на частоте 7 кГц с полосой 0,6 и 1 кГц при неизменном пороге E . Результаты этих наблюдений представлены в статье /5/, где отношение числа принятых атмосфериков q_2/q_1 сопоставлялось также с величиной $(w)^n = (1,67)^n$. Среднее значение $\bar{n} = 1,3$ при $\sigma = \pm 0,5$, характеризующим отклонения отдельных значений от среднего. По формуле (4) n соответствует q , и найденное таким способом среднее значение q , равное 1,3, достаточно близко к значениям, получаемым обычно другими методами.

Попутно с наблюдениями на частоте 7 кГц проводились измерения числа атмосфериков с помощью двух анализаторов с полосами 9 и 280 Гц на частотах, изменявшихся от 4 до 20 кГц /5/. В последнем случае статистический материал был много беднее вследствие меньшего рабочего времени регистрации атмосфериков на отдельных частотах и пониженной эффективной чувствительности из-за очень узкой нижней полосы пропускания ($w = 39$), что особенно проявилось в условиях низкой грозовой деятельности в зимнее время. При обработке наблюдений с помощью анализаторов были получены заниженные значения n : около 1 в среднем для частот 9-15 кГц и около 0,8 для частот 4-8 кГц /5/. Это было вызвано, вероятнее всего, техническими (коммутационными) помехами, влияние которых при малом числе атмосфериков могло сказаться в первую очередь на более низких частотах.

По имеющимся в статье /9/ графикам можно определить (в пределах графической точности) значения показателей q_1 , q_2 , отношений q_2/q_1 и средних сдвигов $\bar{v}$. Соответствующие величины, снятые с типичных графиков для мыса Шмидта и Хабаровска /9/, представлены в таблице. Заметим, что все они являются безразмерными. Символы без звездочки относятся к полосе 0,5 кГц, со звездочкой - к полосе 5 кГц (кроме $\bar{v}$).

Примерные значения статистических параметров (безразмерные)

№ п/п	q_1	q_1^*	q_2	q_2^*	$\bar{v}_1$	$\bar{v}_2$	q_2/q_1	q_2^*/q_1^*
1	1,82	1,66	3,46	3,93	0,31	0,57	1,90	2,37
2	1,81	1,74	—	—	0,54	—	—	—
3	1,33	1,47	2,85	2,14	0,62	0,81	2,14	1,46
4	1,67	1,71	2,62	2,58	0,47	0,62	2,02	1,51
Сред- нее	1,66	1,64	2,78	2,88	0,48	0,67	2,02	1,78

При сопоставлении результатов отдельных измерений обнаруживается более или менее значительный разброс данных, вызванный частными особенностями распространения волн и грозовой обстановки, поэтому для выделения основных закономерностей можно обратиться к средним значениям. Прежде всего нужно отметить достаточную близость значений показателя q для различных полос: $\bar{q}_1 = 1,66$, $q_1^* = 1,64$ и соответственно $\bar{q}_2 = 2,78$, $q_2^* = 2,88$. Этот вывод с вполне допустимой точностью подтверждает формулу (5) для $P^*(E)$, в которой стоит тот же показатель q , что и в формуле (3) для $P(E)$. Подставляя в формулу (6) $\bar{q}_1 = 1,66$, получим $v_1 = 0,40$, а при подстановке $\bar{q}_2 = 2,78$ получим $v_2 = 0,64$. Близость рассчитанных значений v_1 и v_2 к соответствующим средним значениям $\bar{v}_1 = 0,48$ и $\bar{v}_2 = 0,67$ указывает на работоспособность формулы (6), дающей общую оценку ожидаемых сдвигов $\bar{v}$. Остается добавить, что полученные здесь средние значения отношений $(q_2/q_1) = 2,02$ и $(q_2^*/q_1^*) = 1,78$ согласуются с рассчитанным соотношением $(q_2/q_1) \approx 2$, которое было получено раньше /4/.

В статье /9/ и в книге /8/ кроме использованных выше экспериментальных данных имеется также график, построенный по данным наблюдений в Боулдере на частоте 22 кГц с полосами 0,64; 6; 170 и 1100 Гц. Значения q_1 , снятые с этого графика, близки к обычным и сдвиги $\bar{v}_1$ согласуются с данными расчета по формуле (6), если считать, что (в отличие от всех других случаев) шкалы даны не в десятичных, а в натуральных логарифмах. Тогда для переходов от полосы 0,64 Гц к полосе 6 Гц, от 6 к 170 Гц, от 170 к 1100 Гц экспериментальные значения $\bar{v}_1$, представленные верхними отрезками прямых, составляют 0,41; 0,55; 0,41, которым соответствуют рас-

считанные значения 0,45; 0,58; 0,37. По нижним отрезкам прямых получаются завышенные значения φ_2 и рассчитанные значения φ_2 расходятся с экспериментальными $\bar{\varphi}_2$. Сейчас трудно объяснить, чем вызвано это частное расхождение рассчитанных оценок с результатами наблюдений, сделанных более 30 лет назад.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. К о г а н Ш.М. Низкочастотный токовый шум со спектром типа I/ в твердых телах. - Успехи физич. наук, 1985, т.145, в.2, с.285-328.
2. Ка б а н о в В.В., Ка б а н о в а А.Х. Взаимосвязь амплитудных распределений вероятностей и функции средней частоты выбросов огибающей атмосферного радишума. - Радиотехника и электроника, 1985, т.30, № 2, с.399-402.
3. М а х о т к и н Л.Г. Статистика атмосферных радиопомех. - Геомагнетизм и аэрономия, 1963, т.3, № 2, с.284-292.
4. М а х о т к и н Л.Г. Статистические характеристики амплитуд атмосфериков. - Труды ИТО, 1965, вып.177, с.142-150.
5. М а х о т к и н Л.Г., И н ь к о в Б.К. О зависимости числа принимаемых атмосфериков от ширины полосы. - Труды ИТО, 1969, вып.242, с.26-28.
6. М а х о т к и н Л.Г. Об амплитудном распределении низкочастотных атмосферных помех. - Труды ИТО, 1984, вып.474, с.89-94.
7. М а х о т к и н Л.Г. Закономерность амплитудного распределения низкочастотных атмосферных радишумов. - Труды ИТО, 1984, вып.484, с.53-58.
8. О с и н и н В.Ф. Радишумы естественных источников на Востоке СССР. - М.: Наука, 1982. - 160 с.
9. О с и н и н В.Ф. О возможностях метода преобразования функции распределения атмосферного радишума из полосы в полосу с использованием обобщающей эмпирической модели. - Радиотехника и электроника, 1985, т.30, № 2, с.396-399.
10. Р е м и з о в Л.Т. Естественные радиопомехи. - М.: Наука, 1985. - 200 с.

О РЕЗОНАНСНЫХ ЧАСТОТАХ ПОЛОСТИ ЗЕМЛЯ-ИОНОСФЕРА

Экспериментальное исследование собственных механических колебаний Земли считалось в 1960-е годы одним из крупнейших достижений геофизики того времени и в более общем плане приводило к методике изучения внутреннего строения Луны /6/. Резонансные акустические волны, проявляющиеся в виде колебаний поверхности Солнца, позволили теперь подойти к выяснению структуры и динамики солнечных недр на базе новой науки – гелиосейсмологии /10, 17/. Исследования электромагнитных резонансов полости Земля-ионосфера в отличие от исследований механических резонансных колебаний не имеют такого фундаментального значения, хотя резонансные эффекты могут, естественно, проявляться как на Земле, так и на других планетах /14/. Сигналы, аналогичные земным атмосферикам, уже регистрировались в атмосфере Венеры, но резонансные колебания там еще не наблюдались /8/. Экспериментальные исследования резонансных электромагнитных колебаний сталкиваются с определенными затруднениями даже в земных условиях из-за высокого уровня шумов. Сначала были обнаружены колебания только с основной резонансной частотой, но выдвинутые тогда же представления об их биологической эффективности нельзя считать достаточно обоснованными /12/. В настоящее время удается выделить до шести-семи резонансных частот, расположенных в определенной последовательности. Подобно резонансным частотам располагаются частоты максимумов коэффициентов рассеяния сферических частиц /11/, теоретически вычислявшихся в ряде работ для характеристики пропускания света коллоидными частицами /9, 20/. Сопоставимость частотных рядов, встреченных в совершенно различных областях, по своему диапазону (от планет до микроскопических частиц) напоминает открытую М.А.Садовским иерархию структур /15, 16/.

В 1923 г. была опубликована теоретическая работа Джинса /7, 21/, посвященная исследованию распространения сейсмических волн, возбуждаемых землетрясениями. В этой работе была выведена, в частности, простая формула для серии резонансных частот f_n :

$$f_n = \frac{v}{2\pi R} \sqrt{n(n+1)} \quad (1)$$

и, кроме того, указано еще более простое приближенное выражение

$$f_n = (v/2\pi R)(n+0,5). \quad (2)$$

Здесь через v обозначена фазовая скорость распространения волн, R - радиус Земли, n - целые числа (1, 2, 3, ...). Для нахождения электрических резонансов Земли (или полости Земля-ионосфера) достаточно было перевести работу Джинса с языка механических колебаний на язык электромагнитных колебаний, а в формулу (1) подставить просто соответствующее значение v . Однако эта формула была переоткрыта Шуманом, специально занимавшимся исследованием электромагнитных резонансов, только в 1952 г. После работ Шумана, посвященных этому вопросу, в литературе по распространению радиоволн стал часто использоваться термин "шумановские резонансы" /22/, хотя у сейсмологов никогда не встречалось выражение "джинсовские резонансы". Отмеченное здесь совпадение формул для механических и электрических резонансов нельзя считать неожиданным. Еще раньше отмечалось совпадение формул, описывающих в рабочем приближении частотную зависимость фазовых скоростей колебаний, распространяющихся в плоском (а с небольшой поправкой и в сферическом) волноводе /13, 18/.

В книгах /1, 2/ дается вариант формулы (1):

$$f_n = \frac{v}{2\pi R} \sqrt{n(n+1) + \frac{1}{4}}, \quad (3)$$

но не замечено, что выражение (3) тождественно с встречавшимся выше простым выражением (2). Для большей наглядности в табл. I сопоставлен ряд значений переменных сомножителей формул (1) и (3) в окончательном виде. Там же попутно сопоставляются указываемые варианты этих сомножителей.

Таблица I

Значения переменных сомножителей, зависящих от n

	n					
	1	2	3	4	5	6
$\sqrt{n(n+1)}$	1,41	2,45	3,46	4,47	5,48	6,48
$n+0,5$	1,50	2,50	3,50	4,50	5,50	6,50
$n+0,3$	1,30	2,30	3,30	4,30	5,30	6,30
$\sqrt{n(n+0,6)}$	1,26	2,28	3,29	4,29	5,29	6,29

Не останавливаясь на результатах теоретических расчетов /4, 5/, в которых методом последовательных приближений подбирался профиль нижней ионосферы, обеспечивающий подгонку вычисленных f_n к заранее известным экспериментальным значениям, посмотрим, к чему непосредственно приводят данные измерений. Идеализированная формула (I) описывает структуру всего ряда значений f_n , тогда как в результате расчета с учетом выбранных характеристик ионосферы получается ряд чисел f_n , явная связь которых между собой утрачена.

Для выяснения фактической связи значений f_n были использованы экспериментальные данные различных авторов, взятые из таблиц, приведенных в книгах /1, 2, 4, 19/ и в статье /5/. По этим данным сначала были подсчитаны разности $\bar{d}_n = (f_{n+1} - f_n)$, представленные здесь в табл.2, где символом $\bar{d}$ обозначены осредненные значения $\bar{d}_n$.

Таблица 2

Сводка значений $\bar{d}_n$ (Гц)

по различным экспериментальным данным

№	Автор	n					$\bar{d}$
		1	2	3	4	5	
1	Бальсер, Вагнер	6,3	6,1	6,1	6,1	—	6,1
2	Чепмен, Джонс	6,1	5,9	6	7	(4)	6,2
3	Чепмен, Джонс	6,1	6,1	5,9	5,6	—	5,9
4	Райкрофт, Вормель	6,3	5,9	6,0	—	—	6,1
5	Мадден, Томсон	6,0	6,0	6,5	—	—	6,2
6	Стефан	6,4	5,7	6,3	—	—	6,1
7	Галез	6,1	6,2	6,1	—	—	6,1
8	Ларсен, Эгеланд	6,2	6,3	5,8	6,0	(5,0)	6,1
9	Блиох и др.	6,0	6,2	6,1	5,8	—	6,0
	Среднее	6,2	6,0	6,1	6,1	—	6,1

По данным, приведенным в табл.2, частоты f_n укладываются в арифметическую прогрессию со знаменателем $d = 6,1$ Гц. Разности $\bar{d}_5$ здесь не учитывались из-за вполне очевидной трудности уверен-

ного определения сравнительно высокой гармоники f_6 на фоне шумов. Эту прогрессию можно записать в виде $f_n = d(n + \ell)$ с последующим определением основания ℓ . При $d = 6,1$ Гц отклонения от полученной прогрессии не превышают расхождений данных различных авторов. Комбинируя исходные данные об f_1 с полученным средним значением $\bar{d} = 6,1$ Гц, легко подсчитать коэффициенты ℓ для отдельных серий измерений, пронумерованных в табл.3 и 4 в том же порядке, как в табл.2.

Таблица 3

Экспериментальные данные,
использованные для определения коэффициента ℓ

	№									Среднее
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
f_1 Гц	7,8	8,0	8,0	7,8	8,0	7,8	8,0	7,8	7,8	7,9
$\bar{d}$ Гц	6,1	6,2	5,9	6,1	6,2	6,1	6,1	6,1	6,0	6,1
$(f_1 - \bar{d})$ Гц	1,7	1,8	2,1	1,7	1,8	1,7	1,9	1,7	1,8	1,8
ℓ	0,25	0,29	0,36	0,28	0,29	0,28	0,31	0,28	0,30	0,29

Таблица 4

Разности между экспериментальными
и вычисленными значениями f_n (Гц)

n	№									Среднее
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
1	-0,1	0,1	0,0	-0,1	0,1	-0,1	0,1	-0,1	-0,1	0,0
2	0,1	-0,1	0,1	0,1	0,0	0,2	0,1	0,0	-0,2	0,0
3	0,2	-0,1	0,1	-0,1	-0,1	-0,2	0,2	0,2	-0,1	0,0
4	0,2	-0,2	-0,1	-0,2	0,3	0,0	0,2	-0,1	-0,1	0,0
5	0,2	0,7	0,4	-	-	-	-	-0,2	-0,4	0,1
Среднее	0,1	0,1	0,1	-0,1	0,1	0,0	0,1	0,0	-0,2	0,0

Используя полученные средние значения $\bar{d}$ и $\bar{b}$, приходим к простой формуле

$$f_n = 6,1(n + 0,29), \quad (4)$$

которую можно переписать в таком виде:

$$f_n = \left(\frac{v}{c}\right) \left(\frac{c}{2\pi R}\right) (n + 0,29) = 0,81 \cdot 7,5 (n + 0,29). \quad (5)$$

Заметим, что коэффициент 0,81 действительно близок к нормированному значению фазовой скорости в области резонансных частот. По формуле (4) получается следующий ряд значений f_n в герцах: $f_1 = 7,9$, $f_2 = 14,0$, $f_3 = 20,1$, $f_4 = 26,2$, $f_5 = 32,3$. Как видно из табл.4, результаты расчета по формуле (4) согласуются с экспериментальными данными, полученными указанными выше авторами, в пределах возможных погрешностей измерений или небольших естественных колебаний резонансных частот.

В конечном счете оказывается, что фактические значения резонансных частот, представляемые формулой (4), лежат примерно в середине между значениями, ожидаемыми по формуле

$$f_n = (v/2\pi R) \quad (6)$$

и по формуле (2). Встречающаяся иногда формула (6) получается из самого наглядного условия о целом числе волн, укладывающихся на окружности Земли /23/, формула (2) появляется в результате теоретических расчетов, доведенных до выписанных выше явных выражений (1) и (3), которым она практически эквивалентна.

Структура ряда резонансных частот f_n может характеризоваться также отношением $r_n = (f_{n+1})/f_n$, как это сделано в статье /3/ для различных резонаторов. Значения r_n приводятся в статье /3/ без связи между собой, в виде ряда отдельных чисел. По формуле (4) легко получается простое выражение $r_n = 1 + [1/(n + \bar{b})]$, а для более общих оценок можно ввести дополнительный коэффициент ρ :

$$r_n^* = 1 + \frac{1}{\rho n + \bar{b}} \quad (7)$$

Результаты сравнения исходных значений r_n , взятых из статьи /3/, со значениями r_n^* , вычисленными по формуле (7) при соответствующем подборе коэффициентов $\bar{b}$ и ρ , даны в табл.5.

По значениям разностей $\Delta = r_n - r_n^*$, указанным в табл.5, с учетом соответствующих средних квадратических величин σ , погрешности аппроксимации исходных данных, как правило, не превышают

Таблица 5

Оценки зависимости значений r_n и r_n^* от n

Резонатор	ρ	θ	n						σ
			1	2	3	4	5	6	
Шар	r_n	-	2,14	1,59	1,34	1,22	1,19	1,17	-
	r_n^*	1,1	2,18	1,51	1,33	1,24	1,19	1,16	-
	Δ	-	-0,04	0,03	0,01	-0,02	0,00	0,01	0,04
Цилиндр	r_n	-	2,18	1,69	1,36	1,28	1,18	1,14	-
	r_n^*	1,1	2,18	1,51	1,33	1,24	1,19	1,14	-
	Δ	-	0,00	0,18	0,03	0,04	-0,01	0,00	0,08
Магнитосфера	r_n	-	2,00	1,60	1,27	1,16	1,18	-	-
	r_n^*	1	2,00	1,50	1,33	1,25	1,20	-	-
	Δ	-	0,00	0,10	-0,06	-0,09	-0,02	-	0,06
Волновод	r_n	-	1,81	1,44	1,30	1,22	-	-	-
	r_n^*	1	1,80	1,44	1,31	1,24	-	-	-
	Δ	-	0,01	0,00	-0,01	-0,02	-	-	0,01

нескольких процентов, поэтому выражение (7) вполне подходит для использования в качестве рабочей формулы. Небольшое отличие значения коэффициента ℓ , равного 0,25, указанного в табл.5, от принятого в табл.3 его значения 0,29 не вызывает сколько-нибудь существенного расхождения значений f_n , относящихся к различным группам исходных данных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. А л ь п е р т Я.Л. Распространение электромагнитных волн и ионосфера, изд.2. - М.: Наука, 1972. - 564 с.
2. А л ь п е р т Я.Л., Г у с е в а Э.Г., Ф л и г е л ь Д.С. Распространение низкочастотных электромагнитных волн в волноводе Земля-ионосфера. - М.: Наука, 1967. - 124 с.
3. А л ь п е р т Я.Л., Ф л и г е л ь Д.С. О Фурье-анализе геомагнитных пульсаций Рс I. П. "Двукратные" и "трехкратные" пульсации Рс I. Собственные частоты полости магнитосферы. - Геомагнетизм и аэрномия, 1985, т.25, № 6, с.971-976.
4. Б л и о х П.В., Н и к о л а е н к о А.Н., Ф и л и п о в Ю.Ф. Глобальные электромагнитные резонансы в полости Земля-ионосфера. - Киев: Наукова думка, 1977. - 200 с.
5. Б л и о х П.В. и др. О резонансных явлениях в полости Земля-ионосфера / П.В.Блиох, Ю.П.Галюк, Э.М.Тюнинен, А.П.Николаенко, Л.М.Рабинович. - Изв. ВУЗов. Радиофизика, 1977, т.20, № 4, с.501-509.
6. Ж а р к о в В.Н. и др. Введение в физику Луны /В.Н.Жарков, В.А.Пеньков, А.А.Калачников, А.М.Оснач. - М.: Наука, 1969. - 312 с.
7. К о з е н к о А.В. Джеймс Хопвуд Джинс. - М.: Наука, 1985. - 144 с.
8. К с а н ф о м а л и т и Л.В. Электрическая активность атмосферы Венеры. I. Измерения на спускаемых аппаратах. - Космические исследования, 1983, т.21, № 2, с.279-296.
9. Л а т ы ш е в а С.Н., Л а т ы ш е в А.Н. Ослабление света сферическими частицами с комплексным показателем преломления. - В кн.: Атмосферная оптика. М., Наука, 1974, с.202-206.
10. Л е й б а х е р Д.У. и др. Гелиосейсмология / Д.У.Лейбахер, Р.У.Нойс, Ю.Тумре, К.Р.Ульрих. - В мире науки, 1985, № II, с.4-14.
- II. М а х о т к и н Л.Г. О резонансных частотах полости

Земля-ионосфера. - Труды ИГО, 1980, вып.424, с.67-71.

12. Махоткин Л.Г. К вопросу о поисках биологического влияния атмосфериков. - Труды ИГО, 1981, вып.442, с.92-95.

13. Махоткин Л.Г., Иньков Б.К. Сравнение и анализ расчетных данных о фазовых скоростях электромагнитных волн в волноводе Земля-ионосфера. - Труды ИГО, 1970, вып.253, с.136-152.

14. Никитенко А.П., Рабинович Л.М. О возможности существования глобальных электромагнитных резонансов на планетах солнечной системы. - Космические исследования, 1982, т.20, № 1, с.82-88.

15. Садовский М.А. Иерархия структур: от пылинок до планет. - Земля и Вселенная, 1984, № 6, с.4-9.

16. Садовский М.А. О блоковой структуре литосферы Земли. - Успехи физич. наук, 1985, т.147, № 2, с.421-422.

17. Северный А.Б. Гелиосейсмология. - Земля и Вселенная, 1983, № 3, с.9-14.

18. Толстой И., Клей К.С. Акустика океана. - М.: Мир, 1969.

19. Флуктуации электромагнитного поля Земли в диапазоне СНЧ / Под ред. М.С.Александрова. - М.: Паука, 1972. - 195 с.

20. Шифрин К.С. Рассеяние света в мутной среде. - М.; Л.: Госмехтеоретиздат, 1951. - 288 с.

21. Jeans J.H. The propagation of earthquake waves. - Proc. Roy. Soc. London, A, 1923, v.102, p.554-574.

22. Ogawa T. et al. Schumann resonances observed with balloon in the atmosphere. - J. Atm. Terr. Phys., 1979, v.41, N 2, p.135-142.

23. Volland H. Die Ausbreitung langer Wellen. - Schriftenreihe Nationalkom. für Geodäsie und Geophysik DDR, Reihe 11, N. 2, N 11/2, Berlin, 1966. - 126 S.

ИСТОРИЯ ОПЫТОВ ПРИМЕНЕНИЯ ГРОЗООТМЕТЧИКОВ

Первый грозоотметчик А.С.Попова увековечен не в курсах метеорологии, а в курсах радиотехники. Сведения о работе приборов, изготовлявшихся по типу грозоотметчика Попова в разных странах, разбросанные в литературе и относящиеся к первым годам XX в., не были достаточно обобщены даже в забытой теперь книжке, вышедшей в Париже в 1912 г. с характерным для того времени названием: "Грозы. Применение герцевых волн для их наблюдений" /28/. Всего через 10 лет после ее выхода известный английский специалист Ватсон-Ватт писал, что первый шаг в направлении метеорологического использования атмосфериков (статиков, X-ов и т.д. - терминология тогда еще не установилась) был сделан в 1916 г. /31/. Такая несогласованность объясняется тем, что уже около 1920 г. в результате распространения ламповых радиоприемных устройств стали приниматься и вызывать основные помехи многочисленные дальние атмосферерики, поэтому перспективы наблюдений за дальними грозами полностью отблекли внимание от регистрации местных гроз и проведенных до этого работ.

Грозоотметчик Попова безотказно работал в Павловской обсерватории около 10 лет, начиная с июня 1898 г. В июне 1898 г. он был установлен на башне главного здания обсерватории (не сохранившейся до настоящего времени), в апреле 1903 г. перенесен в комнату наблюдателей, а весной 1904 г. вынесен из здания на лужайку наружных приборов и помещен в освободившуюся английскую психрометрическую будку. В июне 1904 г. на лужайке была установлена специально сделанная будочка, приспособленная для помещения в ней вместе с прибором двух аккумуляторных батарей, используемых для его питания. В процессе эксплуатации грозоотметчика была изменена только его регистрирующая часть, вместо практически неудобной записи на телеграфной ленте с 1899 г. применялась запись на рихардовском часовом барабане (используемом в метеорологических самописцах и в настоящее время). В 1903 г. часовой барабан с суточным оборотом был переделан на 9-часовой оборот, перо передвигалось наблюдателем на новую дорожку три раза в сутки. Антенна длиной 75 м до мая 1904 г. крепилась одним концом к стене главного здания. Грозоотметчик прекрасно регистрировал все местные грозы, но отмечал также многочисленные сбрасывания электрических контактов других обсерваторских приборов (в том числе электричес-

ких звонков). Однако по характеру записи можно было совершенно уверенно выделить периоды наличия даже слабых местных гроз, так что посторонние контактные помехи не очень вредили делу. Различные попытки устранения контактных помех не имели успеха до мая 1904 г., когда антенна длиной 50 м была повешена на столбах и удалена от здания обсерватории. После этого грозоотметчик регистрировал все местные грозы, совершенно не реагируя на контактные помехи.

Все эти сведения, взятые из Летописи обсерватории /6/, чрезвычайно напоминают то, с чем пришлось встретиться в наше время, т.е. через 50-80 лет. Полупроводниковые грозорегистраторы, разработанные около 1960 г. в отделе атмосферного электричества ГГО, снабжались изготовленными в мастерской самописцами с удобными часовыми барабанами /10/, для установки грозорегистраторов на площадке нередко использовались стандартные психометрические будки (название английская теперь не применяется) /1/; в случае установки этих приборов в рабочих помещениях временами отмечались коммутационные помехи, которые можно было обнаружить по виду записи на суточной ленте. Очень характерен опыт установки грозоотметчика Попова в комнате наблюдателей, проведенный в 1903 г. В те времена еще не подавали штормовых телеграмм, но автоматически получаемые данные о появлении и развитии местных гроз сами по себе представляли интерес для дежурного наблюдателя и помогали ему в работе. Точно такой же вывод получен по данным письменного опроса отдельных метеостанций, на которых в 1970-е годы были установлены современные грозоотметчики (часто называемые теперь счетчиками грозовых разрядов). Помощь, оказываемая этими приборами, в настоящее время еще более необходима из-за возросшего уровня различных шумов /18/. Однако как 80 лет назад, так и сейчас коммутационные помехи, вызывающие ложные срабатывания грозоотметчика, устраняются одним и тем же способом, предусматривающим установку грозоотметчика вне помещения на открытой площадке. Это ограничивает возможность оперативного использования его показаний, поэтому в отдельных случаях приходилось усложнять установку, делая дополнительную проводку от грозоотметчика к звуковому сигнализатору (динамику) в комнате наблюдателя.

Чего же удалось добиться потом, особенно в последние десятилетия, начиная с 1950 г., когда после длительного перерыва в разных странах были разработаны различные варианты грозоотметчиков?

В результате применения все более новых технических средств и соответствующего повышения чувствительности пороговых схем раз-

мер антенны уменьшился от 70–50 м в первом грозоотметчике до 3–4 м в большинстве современных приборов. Дальнейшее предельное уменьшение антенны примерно до 0,5 м достигнуто за счет изменения полосы рабочих частот /13/. Рабочая полоса определяется по частотной характеристике входной части прибора вместе с антенной, которую желательно делать механически прочной. Представления о каких-то преимуществах некоторых антенн опровергаются результатами специально проведенных опытов /4/.

Современные пороговые схемы вместе с входными фильтрами позволяют обеспечить одинаковую чувствительность однотипных грозоотметчиков в пределах практически допустимых колебаний порядка нескольких процентов. В последних зарубежных разработках для выполнения данного условия выдвигаются повышенные требования к соблюдению заданных характеристик входных фильтров /29/. Однако вызываемые этим усложнения практически не оправданы, так как возможные расхождения характеристик входных фильтров в отдельных экземплярах однотипных приборов легко учитываются и компенсируются при градуировке грозоотметчиков по стандартному широкополосному сигналу (скачку напряжения). В зависимости от выбора частотной характеристики входного фильтра (вместе с антенной) изменяется уровень фона, создаваемого далекими разрядами в соответствии с частотной зависимостью степени ослабления атмосфериков как в ближней /II, I4, I5/, так и в дальней зоне.

Использование современной схемотехники позволяет снизить потребности грозоотметчиков в отношении электропитания до уровня примерно 25 мкА /29/, т.е. ниже предела, за которым снижение практически значимо, особенно если учесть имеющуюся теперь возможность применения солнечных элементов с буферным аккумулятором.

В первых грозоотметчиках предусматривалась регистрация показаний с помощью самописцев, теперь, как правило, вместо самописцев используются цифровые счетчики числа принятых разрядов. По лентам самописцев легко определяется продолжительность гроз, но в начале нашего века этот параметр практически не использовался. В настоящее время использование данных о продолжительности гроз, определяемой по результатам бесприборных наблюдений метеостанций, предусмотрено даже нормативным документом /27/, а все современные грозоотметчики с цифровыми счетчиками до 1976 г. этот параметр не выдавали. Практически удобный способ устранения этого недостатка современных грозоотметчиков был найден только в результате проведения специальной методической работы, указавшей на возможность определения продолжительности явления не по началу и концу, а по

тем подсчета числа занятых квантованных интервалов времени /3, 5, 8, 12, 21/.

Ленты грозоотметчика, работавшего в Павловской обсерватории на рубеже 19-20 вв., не обрабатывались. Продолжительность гроз тогда еще не была нужна, а что делать с числом зарегистрированных отметок было совершенно неясно, так как это число зависело не только от интенсивности грозовой деятельности, но и от длины установленной антенны. Формальный ответ на вопрос о способе перехода от приемных характеристик грозоотметчика к параметру грозовой деятельности был дан гораздо позднее, лишь около 1960 г., когда обратились к статистической интерпретации данных наблюдений и ввели понятие об эффективном радиусе действия /22/. Этот ответ, не содержащий никаких конкретных указаний о способе, с помощью которого можно определить величину эффективного радиуса действия, выдвигал трудную методическую задачу, решавшуюся в течение следующих 20 лет. Методика, основанная на организации синхронных визуально-инструментальных наблюдений, при всей своей ограниченности отличалась исключительной трудоемкостью и применялась поэтому чрезвычайно редко /22/. Чисто инструментальная методика /2, 7, 9, 30/, предусматривающая синхронную регистрацию показаний грозоотметчиков в нескольких разнесенных пунктах, также практически сложна и вызывает определенные затруднения, препятствующие ее распространению. Наиболее перспективная однопунктная методика, использующая для определения эффективного радиуса исходные данные, автоматически получаемые без участия наблюдателя /23-25/, вполне подходит для широкого распространения. Возможность практической реализации этой методики обеспечили результаты работ, проводившихся более 20 лет независимо от работ по грозоотметчикам и связанных непосредственно с развитием однопунктных методов наблюдений и регистрации ближних грозовых очагов. Наиболее простой и часто применяемый амплитудный метод оценки удаленности ближних грозовых очагов из-за низкой предельной точности /20/ не может быть использован для определения эффективного радиуса. Фазовые методы, разрабатывавшиеся для уточненной индикации расположения ближних грозовых очагов /17, 19/, допускают получение более точных оценок расстояния, а последний фазогрупповой вариант /16/, сам по себе предусматривающий использование грозоотметчика, естественно вписывается в устройство, которое должно выдавать исходные экспериментальные данные для определения эффективного радиуса /25/. Говоря об эффективном радиусе, уместно упомянуть, что грозоотметчик обычно регистрирует в его пределах около половины име-

иных там разрядов, т.е. очень много по сравнению, например, с осадкомером, который в условиях существующей сети принимает буквально гомеопатическую часть осадков (порядка 10^{-11}) на освещаемой им территории.

Большое место, уделенное здесь очень краткому изложению методических вопросов, подчеркивает наметившееся с момента появления первого грозоотметчика и все более вырисовывающееся потом раздвоение выполняемых им функций регистратора среднего уровня грозовой деятельности, с одной стороны, и сигнализатора появления гроз, с другой стороны. Режимное использование данных наблюдений обеспечивается преимущественно решением трудных методических задач, затянувшимся почти до столетнего юбилея грозоотметчика. Постепенная модернизация грозоотметчиков шла вслед за развитием радиотехники, осуществлялась без особого труда и не имела в данном случае решающего значения, хотя даже сейчас это не всегда замечается. Бельгийские специалисты, планируя перекрытие территории своей страны в 1980-е годы сетью грозоотметчиков, занялись вопросами обеспечения идентичности приемных характеристик приборов, а в том, что они будут давать, решили разобраться потом из-за трудности определения эффективного радиуса с помощью знакомых им технических средств /29/. По опыту это "потом" без учета последних методических работ по определению эффективного радиуса затянулось бы на долгие годы.

Для оперативного использования грозоотметчиков в качестве сигнализаторов не нужно определение эффективного радиуса, примерный размер зоны обнаружения гроз определяется легко по наблюдениям метеосети и не требует уточнения хотя бы вследствие неизбежной экстраполяции показаний на ближайший промежуток времени, носящий, естественно, ориентировочный характер. Грозоотметчик, работавший в Павловске примерно в 1900 г., безукоризненно выполнял роль сигнализатора местной грозовой деятельности, именно поэтому в 1903 г. была сделана упомянутая выше попытка установки его в комнате наблюдателя /6/. В 1920-е годы грозоотметчик использовался на электростанции компании Эдиссона в Нью-Йорке /26/, о чем не лишне припомнить теперь, после случившейся там сравнительно недавно "ночи ужасов". В настоящее время при установке грозоотметчиков на отдельных метеостанциях их стихийно начинают использовать наблюдатели в качестве сигнализаторов /18/. На пути такого применения грозоотметчиков нет значительных методических трудностей, но стоит не решенная с 1903 г. задача об исключении влияния коммутационных помех, появляющихся при установке приборов в рабочих поме-

нениях, на его показания.

Раздвоение функций грозоотметчика все более определенно приводит к выводу о целесообразности раздвоения приборов, приспособляемых специально для решения только первой или только второй задачи. Грозоотметчик – счетчик числа разрядов и продолжительности гроз, установленный на открытой площадке, обеспечит получение режимных инструментальных характеристик грозовой деятельности. Многолетние данные бесприборных наблюдений за числом дней с грозой уже связывались статистически с новыми инструментальными данными о числе разрядов на единицу площади. С помощью такой же статистической методики могут быть связаны старые и новые (инструментальные) данные о продолжительности гроз.

Грозоотметчик – сигнализатор нужно будет устанавливать в рабочем помещении и его чувствительность должна подбираться применительно к конкретным условиям данного места. Такой вариант может быть осуществлен только в случае практически удобного решения задачи о подавлении коммутационных помех.

Такое подразделение может показаться искусственным и даже неоправданным, если не учитывать практические условия эксплуатации приборов, но именно приспособленность к этим условиям часто определяет их живучесть.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Знаменский А.А. Инструментальная регистрация гроз полупроводниковым грозорегистратором ПРГ-I. – Труды ГГО, 1960, вып.110, с.67-74.
2. Иньков В.К. О возможности использования синхронных наблюдений по счетчикам местных грозовых разрядов для определения их эффективного радиуса действия. – Труды ГГО, 1975, вып.358, с.69-77.
3. Иньков Б.К., Лещенко Г.П., Махоткин Л.Г. Опыт автоматического измерения продолжительности местных гроз. – Труды ГГО, 1980, вып.424, с.51-56.
4. Иньков Б.К., Махоткин Л.Г. О работе счетчиков грозовых разрядов в ближней зоне. – Труды ГГО, 1980, вып.401, с.38-41.
5. Иньков Б.К., Махоткин Л.Г. Двухпараметрический грозоотметчик. – Труды ГГО, 1982, вып.455, с.63-71.
6. Летописи ГГО, 1904, ч.1. – СПб. 1906, с.ХIII-ХIX.

7. Лещенко Г.П., Махоткин Л.Г. Уточнение расчетных данных, предназначенных для определения эффективного радиуса действия счетчиков грозовых разрядов. - Труды ИГО, 1980, вып.401, с.35-37.

8. Лещенко Г.П., Махоткин Л.Г., Иньков Б.К. Взаимосвязь характеристик грозовой деятельности. - Труды ИГО, 1982, вып.455, с.40-45.

9. Лободин Т.В., Богачук В.С., Фургайло Ю.В. Определение эффективных радиусов действия счетчиков молний, разработанных в ИГО. - Труды ИГО, 1982, вып.455, с.71-75.

10. Лидзар П.С. Полупроводниковые грозорегистраторы. - Труды ИГО, 1964, вып.157, с.54-58.

11. Махоткин Л.Г. Изменение скачков напряженности электростатического поля в зависимости от расстояния до грозового разряда. - Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1965, т.1, № 2, с.230-232.

12. Махоткин Л.Г. Дни с грозой, продолжительность гроз и число разрядов. - Труды ИГО, 1980, вып.401, с.11-16.

13. Махоткин Л.Г., Иньков Б.К. О рациональных характеристиках счетчиков местных грозовых разрядов. - Труды ИГО, 1977, вып.350, с.32-36.

14. Махоткин Л.Г., Иньков Б.К. Оценка изменения амплитуд атмосфериков в ближней зоне. - Труды ИГО, 1981, вып.442, с.62-65.

15. Махоткин Л.Г., Иньков Б.К. О так называемой "статической" составляющей. - Труды ИГО, 1982, вып.455, с.56-62.

16. Махоткин Л.Г., Иньков Б.К. Об изменении фазовых параметров атмосфериков в ближней зоне. - Труды ИГО, 1984, вып.484, с.24-27.

17. Махоткин Л.Г., Иньков Б.К., Лещенко Г.П. О возможности использования узкополосного варианта электромагнитного метода оценки расстояния до грозовых очагов. - Труды ИГО, 1980, вып.401, с.62-65.

18. Махоткин Л.Г. и др. Вопросы оперативного использования данных наблюдений по счетчикам грозовых разрядов / Л.Г.Махоткин, Б.К.Иньков, Г.П.Лещенко, В.И.Синегузов. - Труды ИГО, 1980, вып.424, с.45-50.

19. Махоткин Л.Г., Лещенко Г.П., Иньков Б.К. Изменение разности фаз компонентов атмосфериков вблизи источника. - Труды ИГО, 1980, вып.424, с.57-61.

20. Махоткин Л.Г., Лндзар П.С. Ориентировочная оценка удаленности гроз по амплитудам атмосфериков. - Труды ИГО, 1963, вып.146, с.58-64.

21. Махоткин Л.Г., Павлюченков Г.Ф. Характеристики грозовой деятельности. - В кн.: Атмосферное электричество (Труды II Всесоюзного симпозиума). Л., Гидрометеиздат, 1984, с.208-209.

22. Махоткин Л.Г., Семенов К.А. Статистика грозных разрядов. - Труды ИГО, 1963, вып.146, с.39-47.

23. Павлюченков Г.Ф. Переход к однопунктной методике определения эффективного радиуса действия счетчиков ближних грозных разрядов. - Труды ИГО, 1984, вып.484, с.9-16.

24. Павлюченков Г.Ф. Метод определения эффективного радиуса действия счетчиков ближних грозных разрядов. - В кн.: Атмосферное электричество (Труды II Всесоюзного симпозиума). Л., Гидрометеиздат, 1984, с.209-212.

25. А.с. № 1140083 (СССР). Устройство для регистрации грозных разрядов / Г.Ф.Павлюченков, Б.К.Иньков. - Заявл. 27.09.1983. Оpubл. 15.02.1985. - В кн.: Открытия. Изобретения, 1985, № 6.

26. Современный грозоотметчик. - Телеграфия и телефония без проводов, 1925, т.30, с.316-317.

27. Указание по проектированию и устройству молниезащиты зданий и сооружений. СН 305-69. - М.: Стройиздат, 1970. - 31 с.

28. Loisel J. Les orages. Application des ondes hertziennes a leur observations. - Paris, ed. C.Thomas, 1912. - 120 p.

29. Malcorps H., Grabbé M. A reliable, ultra low power, CIGRE lightning-flash counter. - Publications Inst. Roy. Météor. de Belgique, sér. B, N 122, Bruxelles, 1985. - 28 p.

30. Van Niekerk H.R. Calibration of lightning flash counters. - Pretoria, Nat. Elec. Eng. Research Inst., CSIR Spec. Rep. ELEC 49, 1974. - 30 p.

31. Watson Watt R.A. Directional observations of atmospheric disturbances, 1920-21. - Proc. Roy. Soc. London, A, 1923, v.102, p.460-478.

В.А.Молодых, А.В.Цветков

ЧАСТОТА ГРОЗ НА ТЕРРИТОРИИ СССР ЗАПАДНЕЕ 60° в.д. И АКТИВНЫЕ ПРОЦЕССЫ НА СОЛНЦЕ

Разработка теоретических основ механизма влияния солнечной активности на атмосферные процессы через глобальную электрическую цепь требует накопления фактических данных об изменении параметров атмосферного электричества во время развития активных процессов на Солнце и в межпланетном пространстве. Актуальность этих работ определяется связью процессов в атмосферном электричестве с метеорологическими явлениями.

В данной работе исследуются вариации частоты гроз на территории СССР западнее 60° в.д. во время: а) явлений поглощения радиоволн в полярной шапке Земли (ППШ), обусловленных мощными солнечными вспышками и б) прохождения Земли через границы секторов межпланетного магнитного поля (ММП). Как известно, грозы являются важным звеном глобальной электрической цепи и выступают в качестве генераторов, поддерживающих разность потенциалов между ионосферой и земной поверхностью. Выбор грозовой активности как объекта изучения обусловлен тем, что эта характеристика регистрируется на регулярной сети метеорологических станций и для нее можно получить длительные однородные ряды наблюдений. Напряженность электрического поля, проводимость воздуха и другие показатели измеряются лишь в небольшом числе пунктов и не могут быть использованы для анализа изменений электрических условий на больших территориях.

Исследования вариаций частоты гроз под действием внешних факторов проводились зарубежными исследователями, которыми была обнаружена их частичная солнечная обусловленность /1/. Для территории СССР изучение изменений грозовой деятельности во время событий ППШ и прохождения Земли через границы секторов ММП, как нам известно, не проводилось.

Для описания частоты гроз нами использовался специальный индекс грозовой деятельности I , представляющий из себя число станций из общего списка, которые в определенные сутки давали показатель "день с грозой".

Рассматриваемая территория была разбита на пять районов, для каждого из которых был составлен список станций, освещающих наблюдениями эти районы. Станции выбирались по списку из Метеорологического ежемесечника (часть I). Границы районов были определены

следующим образом:

- I район - севернее 60° с.ш. и западнее 60° в.д.,
- II район - между 40 и 60° с.ш. и 40 и 60° в.д.,
- III район - между 40 и 60° с.ш. и западнее 40° в.д.,
- IV район - южнее 50° с.ш. и западнее 40° в.д.,
- V район - южнее 50° с.ш. и между 40 и 60° в.д.

В каждом из районов было выбрано от 14 до 22 станций в зависимости от того, сколько их было представлено в Метеорологическом ежемесячнике. Общее число станций во всех пяти районах составляло 90. Рассмотренный интервал времени охватывал 1962-1983 гг. Таким образом, анализу подвергались временные ряды ежесуточных значений I за 22 года.

Изучение годового хода I по всем районам показало, что значения I , существенно отличающиеся от нуля, наблюдаются с апреля по сентябрь, поэтому в дальнейшем только этот период за каждый год подвергался анализу.

Для изучения изменений I использовался стандартный метод наложенных эпох, представляющий в данном случае способ расчета среднего профиля $\bar{I}$ при появлении в некоторые моменты t_j внешних воздействий на глобальную токовую цепь. Для получения среднего профиля необходимо осреднить реализации I при различных t_j и в определенном интервале времени $(t_j - \Delta, t_j + \Delta)$. Здесь Δ - половина интервала времени, на котором изучается профиль $\bar{I}$. Формула определения среднего профиля имеет вид

$$\bar{I}(\delta) = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n I(t_j + \delta),$$

где n - число реперных дат t_j ; δ - любые даты из интервала $(-\Delta, +\Delta)$.

Интервал дискретизации изучаемых рядов равен одним суткам, и t_j и δ также измеряются в сутках. В данном анализе Δ было выбрано равным 10, т.е. $\bar{I}(\delta)$ изучались в интервале 10 суток перед реперной датой - 10 суток после нее. Общая продолжительность интервала, на котором рассчитывались значения $\bar{I}(\delta)$, равнялась $2\Delta + 1$, или 21 суткам.

Для определения статистической значимости различий $\bar{I}(\delta)$ при разных δ рассчитывались оценки стандартных отклонений от среднего $\sigma(\delta)$:

$$\sigma(\delta) = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^n (I(t_j + \delta) - \bar{I}(\delta))^2}{n-1}}$$

Если для какой-то пары суток δ_1 и δ_2 из анализируемого среднего профиля $\bar{I}(\delta)$ удастся установить, что выполняется соотношение

$$\bar{I}(\delta_1) - \sigma(\delta_1) > \bar{I}(\delta_2) + \sigma(\delta_2),$$

то различия в значениях индекса грозовой деятельности для этих двух суток считаются статистически значимыми при уровне доверительной вероятности 95 %.

Устранение сильного сезонного хода гроз проводилось путем его аппроксимации 21-дневными равновесными скользящими средними, которые вычитались из исходных рядов индексов. В качестве реперных дат t , использовались даты явлений сильных поглощений радиоволн в полярной шапке Земли и даты переползсовок ММП.

Анализ изменений $\bar{I}$ проводился для 26 случаев IIIII, даты которых приведены в Каталоге /2/. Проявления эффектов IIIII в грозовой деятельности изучались за интервал времени 1962–1978 гг. В пределах указанных 17 лет в различные месяцы наблюдалось от 3 до 6 явлений IIIII, т.е. их повторяемость по месяцам была примерно одинаковой.

Наиболее сильные изменения $\bar{I}$ после начала IIIII наблюдаются в I районе. Для него характерно хорошо выраженное статистически значимое уменьшение $\bar{I}$ на следующий день после начала IIIII, продолжающееся не менее двух дней.

Во II и III районах также наблюдаются изменения $\bar{I}$ после начала IIIII, причем во II районе имеет место рост значений $\bar{I}$ в течение первого и второго дня и убывание к четвертому–пятому, а в III – постепенное уменьшение $\bar{I}$ к четвертому дню и рост к седьмому.

В IV и V районах на следующий день после IIIII и спустя еще два дня величина $\bar{I}$ оказывается меньше, чем в реперные сутки. На четвертый или пятый день наблюдается рост $\bar{I}$.

Во II и III районах изменения $\bar{I}$ в течение 21 дня демонстрируют более высокую статистическую изменчивость, чем в других районах. Поэтому статистическая значимость изменений $\bar{I}$ после IIIII здесь оказывается меньше, чем в I, IV и V районах.

Для выяснения общего изменения грозовой деятельности по всей изучаемой территории было проведено осреднение $\bar{I}$ по всем пяти районам:

$$\bar{\bar{I}}(\delta) = \frac{1}{5} \sum_{i=1}^5 \bar{I}_i(\delta).$$

Результаты этого осреднения приведены на рис. I, из которого видно, что на следующий день после начала ППШ величина $\bar{I}$ (и, следовательно, площадь распространения гроз) уменьшается и остается уменьшенной в течение нескольких суток. Характерные изменения составляют около 10–15 % среднего уровня грозовой деятельности. Высокая статистическая значимость полученного результата определяется тем фактом, что увеличенная площадь распространения гроз наблюдается непрерывно в течение трех дней перед появлением ППШ и в день начала ППШ, а пониженная – в течение более чем четырех дней. Значительный вклад в установленные изменения $\bar{I}$ вносят изменения площади распространения гроз на севере ЕТС. Этот факт представляется физически понятным, поскольку высокоэнергичные протоны от солнечных вспышек достигают средних широт только после очень сильных солнечных вспышек, которые наблюдаются редко. Поэтому и эффект изменений индекса в южных районах (IV и V) выражен слабее. В целом можно сказать, что изменения площади распространения гроз после начала ППШ существенно замаскированы высокой собственной изменчивостью грозовой деятельности, обусловленной чисто метеорологическими причинами.

Рассмотрим теперь изменения грозовой деятельности при явлениях переполсовки ММП. Соответствующие расчеты были проведены для дат переполсовки ММП от (+) к (–) и от (–) к (+) для всех пяти районов. Явления переполсовки рассматривались для периода 1962–1982 гг. Даты переполсовок также в основном были взяты из Каталога /2/. Для этих моментов в течение четырех дней и более до

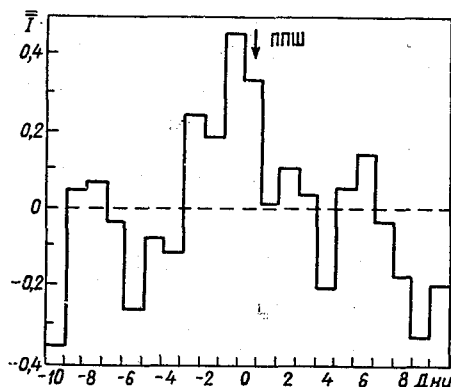


Рис. I. Средние по 26 событиям изменения частоты гроз во время явления поглощения радиоволн в полярной шапке Земли.

и после реперной даты знаки магнитного поля не изменялись. Число переполосовок от (+) к (-) составило 91, а от (-) к (+) - 89.

Графики изменений индекса $\bar{I}$ при переполосовках ММП по отдельным районам не позволяют установить общие закономерности в их поведении из-за высокой междусуточной изменчивости. Поэтому анализируем изменения грозовой деятельности сразу на всей изучаемой территории.

Соответствующие кривые изменений осредненного по всем пяти районам индекса грозовой деятельности представлены на рис.2. Из него следует, что индекс грозовой деятельности при изменении знака ММП от (+) к (-) убывает, а при изменении от (-) к (+) монотонно возрастает. Убывание начинается за 2-3 дня до реперной даты и продолжается 2-3 дня после нее, рост занимает интервал от -2 до +2 дней относительно реперной даты. Характерные изменения средне-

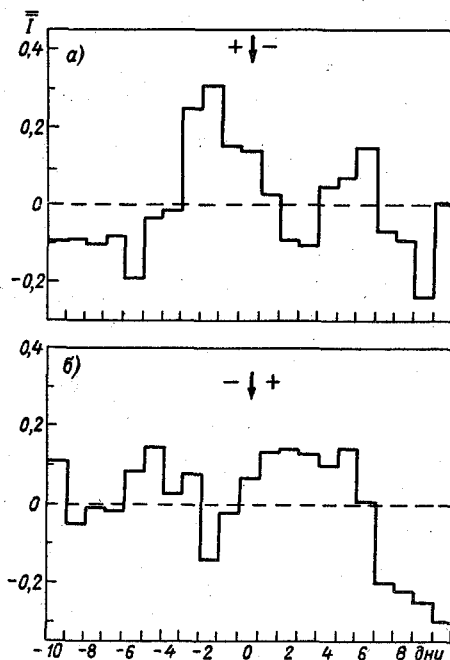


Рис.2. Осредненные изменения частоты гроз во время прохождения Земли через границы секторов межпланетного магнитного поля.

а - граница (+/-) (по 91 событиям), б - граница (-/+) (по 89 событиям).

го индекса грозовой деятельности при прохождении Земли через границы магнитных секторов составляют около 10 % среднего уровня изменения I. Статистическая значимость полученных результатов также достаточно высока и превышает 95 %.

Обращает на себя внимание различное поведение индекса грозовой деятельности при изменении знаков секторов от (+) к (-) и от (-) к (+). В интервале времени от -6 до +6 дней изменение индексов грозовой деятельности при смене знаков секторов ММП от (+) к (-) и от (-) к (+) практически противоположно.

Наши результаты не согласуются с результатами работ других авторов по исследованию влияния внешних возмущений на частоту гроз. Так, например, Дж.Герман и Р.Голдберг пришли к выводу, что после солнечных вспышек глобальная грозовая активность должна увеличиваться /1/. М.Лесбридж обнаружила возрастание частоты гроз в США на первый день после солнечной секторной границы независимо от знаков предшествующего и последующего секторов /3/.

Причина расхождения результатов может быть двоякой: 1) либо используются различные варианты одного и того же метода наложения эпох, заключающиеся в выборе различных интервалов осреднения, различных реперных дат и т.п.; 2) либо наблюдаемые эффекты имеют региональные особенности, зависящие от района наблюдений за грозовой деятельностью и от изучаемого сезона года. В обоих случаях приведенные здесь выводы подтверждают реальность влияния процессов на Солнце и в межпланетном пространстве на состояние глобальной электрической цепи и указывают на необходимость накопления новых фактов, которые должны быть положены в основу механизма электродинамического влияния солнечной активности на процессы в нижней атмосфере.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Герман Дж.Р., Голдберг Р.А. Солнце, погода и климат. - Л.: Гидрометеиздат, 1981. - 320 с.

2. Каталог индексов солнечной и геомагнитной активности / Под ред. В.Ф.Логинова и др. - Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 1979. - 202 с.

3. Лесбридж М.Д. Частота гроз и солнечные секторные границы. - В кн.: Солнечно-земные связи, погода и климат / Под ред. Б.Мак-Кормака, Т.Селити. - М.: Мир, 1982, с.285-289.

О ГРОЗОВОЙ АКТИВНОСТИ И ДРУГИХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЯХ В СВЯЗИ СО СБЛИЖЕНИЕМ КОМЕТЫ ГАЛЛЕЯ О ЗЕМЛИ

Ряд авторов /3, 4/ показывают, что среднесуточный приход на Землю атмосферного кометного вещества не менее 10^8 т. Еще И.Ньютон считал, что хвосты комет являются источником влаги и жизненного духа. В 1694 г. Э.Галлей предложил Лондонскому королевскому обществу доклад о том, что Всемирный потоп был вызван случайным ударом кометы о Землю. Местом падения кометы он предполагал Каспийское море. Сейчас объясняют, например, гибель динозавров 65 млн. лет назад столкновением Земли с темным астероидом Аполлоном диаметром 10 км /15/. К.Хсю эту биологическую катастрофу объясняет столкновением с кометой. В последние годы появилось много работ, указывающих на существенное влияние комет на климат Земли и жизнь на ней /11-14, 18, 19/. Ф.Хойл и Ч.Викрамасингхе /18, 19/ сопоставили вспышки некоторых эпидемий с метеорными потоками кометного происхождения и связывают с последними появление на Земле новых микроорганизмов. Первоначальный разогрев Земли произошел не вследствие радиоактивного распада долгоживущих элементов, а за счет ударов сформировавших ее тел /11, 14/. В работах /16, 17/ показывается, что при каждом прохождении Земли через спиральный рукав Галактики, т.е. приблизительно через 100 тыс. лет, пополняется число комет в солнечной системе. Наступление эпох оледенения, массовые вымирания видов животных и другие палеоклиматические, палеомагнитные и палеогеологические явления по интервалам времени хорошо совпадают с прохождением Земли через спиральные рукава Галактики. По расчетам некоторых авторов, астероиды чаще сталкиваются с Землей, чем кометы, и их влияние сильнее /16, 23/. Так или иначе, согласно имеющимся воззрениям и фактам, геофизикам необходимо учитывать влияние космических тел, в частности комет, астероидов, метеорных потоков, метеоритов, Луны и планет, на земную атмосферу, гидросферу и литосферу.

Коснемся ряда фактов, указывающих на влияние кометы Галлея на атмосферу Земли в 1910 г. В период прохождения Земли через хвост кометы Галлея наблюдались яркие зори, кольцо Бишопа, аномальное гало /2, 6/. По Вольфу, яркость сумерек 19 мая в 30 раз превышала яркость нормальных сумерек /10/. По данным 7 обсерваторий северного полушария 18-19 мая 1910 г. при прохождении Земли через хвост кометы Галлея наблюдалось мировое геомагнитное возму-

чение, симметричное относительно времени прохождения кометы по диску Солнца /5, 24/. 20 мая 1910 г. интенсивность солнечного излучения оказалась несколько меньшей обычной /10/. Были отмечены слабое изменение земных токов и повышенная ионизация воздуха /10/. А.Риги пишет о почернении чувствительной фотографической пластинки, завернутой в бумагу, оставленной повернутой светочувствительным слоем к небу в ночь на 19 мая, чего не наблюдалось с подобными фотопластинками в другие ночи. А.Риги отмечает, что удалось также установить конденсацию необычайного количества водяных паров /10/. Н.А.Морозов /8/ ожидал в связи с пересечением в мае 1910 г. Землей хвоста кометы Галлея увеличения количества атмосферных осадков, гроз, а также бурь на Земле. Он ожидал также магнитную бурю и свечение верхней атмосферы, что и наблюдалось.

Сопоставление метеорологических данных в день прохождения кометы через перигелий (20 апреля) и в день максимального сближения кометы с Землей (18 мая 1910 г.) /7/, когда комета проецировалась на диск Солнца, говорит в пользу предсказания Н.А.Морозова. Пройдя перигелий 20 апреля ($r = 0,59$; $\Delta = 1,07$), комета двигалась к Земле с относительной скоростью 80 км/с. Здесь r — расстояние кометы до Солнца, Δ — расстояние кометы до Земли в а.е. 20 апреля и 18 мая наблюдалась повышенная облачность по сравнению с облачностью в предыдущую дату, что видно по уменьшению продолжительности солнечного сияния в указанные дни.

В данной статье вопросов взаимодействия комет и кометного вещества с Землей и земной атмосферой касаться не будем, отметим лишь тот факт, что часть кометного вещества переносится световым давлением, о чем писал еще И.Кеплер. Это относится в основном к пылевой составляющей. Часть вещества переносится частицами протонных вспышек на Солнце со скоростью 10^4 – 10^5 км/с. В экспериментах с искусственными кометами /21/ при бомбардировке восковых шариков частицами ионизованного водорода со скоростью до 10^5 км/с ионизованное вещество хвоста вылетает со скоростью 10^4 км/с. Наконец, часть вещества переносится солнечным ветром со скоростью от 300–600 до 3000 км/с. Сказывается на земной атмосфере и химическое воздействие водородной короны /13/, а также влияние других химических составляющих вещества кометы.

В 1910 г. на станциях, расположенных в центральной части России, в апреле и мае грозы наблюдались чаще, чем в 1909 и 1911 гг. (частота гроз P — число дней с грозой, деленное на число станций, производивших метеонаблюдения) (рис.1). В марте грозы наблюдались лишь в 1910 г., в 1909 и 1911 гг. их не было. В нояб-

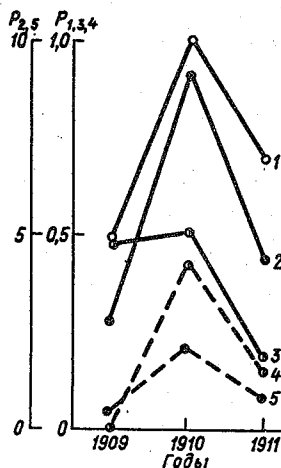


Рис. I. Изменение среднего числа дней с грозой (кривые 2 и 5), градом (кривые 3 и 4) и туманом (кривая I) в апреле (кривые 4 и 5) и мае (кривые I, 2 и 3) 1909-1911 гг.

ре грозы (4 случая) также наблюдались лишь в 1910 г., что возможно, объясняется влиянием оседания частичек метеорного потока Орионид, связанного с кометой Галлея. Максимум метеорного потока Орионид наблюдался с 19 по 22 октября.

В мае 1910 г. из 24 метеостанций 23 отметили максимальное число дней с грозой по сравнению с их числом в 1909 и 1911 гг. и лишь на одной станции их было отмечено столько же, сколько в 1911 г. (данные за 1909 г. отсутствуют). В целом по России в мае 1910 г. частота гроз была больше, чем в мае 1909 и 1911 гг. Ниже приведены данные о частоте гроз для мая по территории всей России:

Год ...	1909	1910	1911
P.....	1,55	3,92	2,66

О том, что при прохождении кометы Галлея через перигелий и сближении ее с Землей увеличение частоты гроз было не случайным, говорит наличие положительной корреляции грозовой активности (частоты гроз) с различными индексами кометной активности (количество комет, прошедших перигелий; количество комет, сблизившихся с

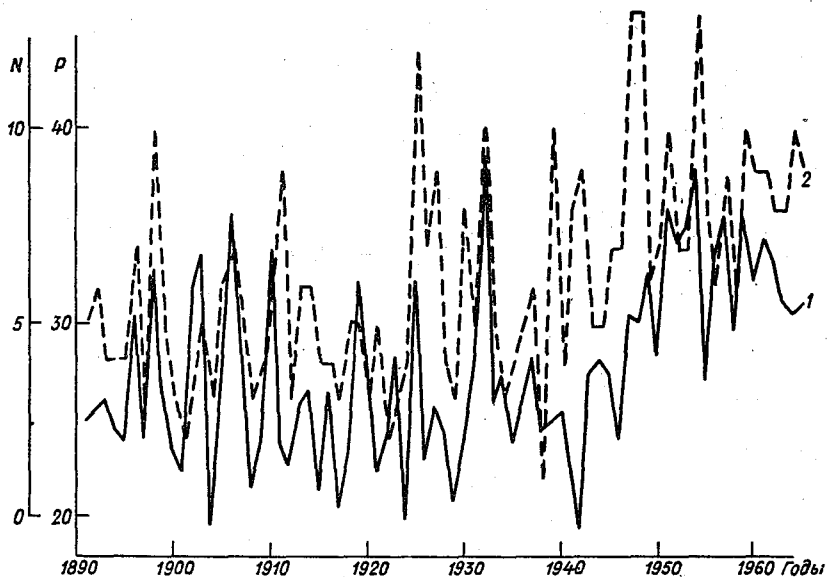


Рис.2. Среднее годовое число дней с грозой P (кривая 1) и количество комет N , прошедших через перигелий за период 1891-1964 гг. (кривая 2).

Землей, и др.). На рис.2 за период 1891-1964 гг. даны годовая частота гроз в центральных областях России и количество комет из каталогов, прошедших перигелий. Коэффициент корреляции между ними равен +0,56.

За период 1891-1964 гг. были взяты все случаи, когда в данный месяц n -го года наблюдались кометы (комета) с $r < 1,0$ и с $\Delta < 1,0$; в соседние же годы $(n+1)$ -й и $(n-1)$ -й кометы с $r < 1,0$ и с $\Delta < 1,0$ не наблюдались. Повторяемость влияния подобной ситуации на наличие максимума месячной частоты P при случайном событии была бы равна 25 %. Фактически же частота P в n -й год имела максимум более, чем в 60 % случаев аналогичной ситуации ($r < 1,0$ и $\Delta < 1,0$ только в n -й год). То, что наблюдается не 100 %-ное совпадение, возможно, объясняется наличием в $(n-1)$ -й и $(n+1)$ -й годы неизвестных нам комет (особенно внутренних, орбиты которых лежат внутри орбиты Земли), а также влиянием других потоков космической материи (астероидов, метеорных потоков, облаков косми-

ческой пыли и газов).

Более часто, чем в 1909 и 1911 гг., наблюдался град в апреле и мае 1910 г.; отмечалось и повышенное число дней с туманом в мае 1910 г. в сравнении с их числом в мае 1909 г. и 1911 г. (см. рис. I).

Если рассмотреть период 17-23 апреля 1910 г., то в целом по России в день прохождения кометы Галлея через перигелий 20 апреля наблюдалось начало уменьшения продолжительности солнечного сияния. максимум которого отмечался 19, а минимум 22 апреля. Отметим, что продолжительность солнечного сияния за трое суток до прохождения кометой перигелия была больше, чем за трое суток после прохождения перигелия. Приведем суммы часов солнечного сияния по 104 метеостанциям России из Летописей НПО за период 17-23 апреля 1910 г.:

Дни апреля	17	18	19	20	21	22	23
Сумма часов солнечного сияния...	823	826	843	794	660	635	768

Следует отметить, что 21 апреля наблюдался сильный выброс вещества из кометы Галлея /I/. Кроме влияния кометы Галлея здесь, возможно, сказалось влияние и метеорного потока Лирид, максимум которого приходится на 21-22 апреля.

Из приведенных ниже данных о сумме часов солнечного сияния по метеостанциям России за 14-23 мая 1910 г. можно видеть, что за этот отрезок времени минимум часов солнечного сияния приходится на 18 мая, т.е. на время прохождения кометы Галлея по диску Солнца и максимального сближения ее с Землей:

Дни мая	14	15	16	17	18
Сумма часов солнечного сияния	1090	1039	886	821	788
Число метеостанций, проводивших наблюдения...	110	109	110	110	110
Дни мая	19	20	21	22	23
Сумма часов солнечного сияния	843	747	731	868	823
Число метеостанций, проводивших наблюдения...	110	110	110	110	110

Отметим, что 18 мая $\Delta = 0,15$. Второй минимум часов солнечного сияния (21 мая) совпадает, по Ф.Полаку, с датой наибольшего приближения оси хвоста кометы к Земле /9/.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Б е л я е в Н.А., Ч у р ю м о в К.И. Комета Галлея и ее наблюдение. - М.: Наука, 1985. - 272 с.
2. В а с и л ь е в Н.В. и др. Ночные светящиеся облака и оптические аномалии, связанные с падением Тунгусского метеорита/ Н.В.Васильев, В.К.Журавлев, Р.К.Журавлева, А.Ф.Ковалевский,
3. Г о л е н е ц к и й С.П., М а л а х о в С.Г., С т е - п а н о к В.В. К вопросу о природе глобальных атмосферных аэрозолей. - *Астрономический вестник*, 1981, т.15, № 4, с.226-233.
4. Г о л е н е ц к и й С.П., С т е п а н о к В.В. Некоторые особенности локальной структуры следов Тунгусской катастрофы 1908 г. Метеоритные исследования в Сибири: 75 лет Тунгусскому феномену. - Новосибирск, 1984, с.63-67.
5. И в а н о в К.Г., Ш е в н и н А.Д. Геомагнитные явления, наблюдавшиеся при прохождении Земли через хвост кометы Галлея 1910. - *Геомагнетизм и аэрономия*, 1966, т.IV, № 5, с.822-826.
6. И в а н о в а Г.М. и др. Выпадение космического вещества на поверхность Земли / Г.М.Иванова, Ю.А.Львов, Н.В.Васильев, И.В.Антонов. - Томск: 1975.
7. К о л д е р Н. Комета надвигается. - М.: Мир, 1984.
8. М о р о з о в Н. Что может нам принести встреча с кометой. - М.: Сытин, 1910. - 64 с.
9. П о л а к Ф. Хвост кометы Галлея в мае 1910 г. (Предварительное сообщение). - *Известия Российской Академии Наук. Петроград*, 1920, с.2203-2232.
10. Р и г г и А. Кометы и электроны. - СПб, 1912.
11. С а ф р о н о в В.С. Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. - М.: 1969. - 244 с.
12. С о б о т о в и ч Э.В. Космическое вещество в земной коре. - М.: Атомиздат, 1976. - 160 с.
13. Т р о ш и ч е в Б.И. О возможном влиянии крупных космических тел на горные породы земной коры и на изменение условий в атмосфере Земли. - *Изв. Всесоюзн. географ. общества*, 1971, вып.103. - 42 с.
14. Ф е с е н к о в В.Г. Достижения и актуальные проблемы метеоритики. - *Метеоритика*, 1972, вып.31.
15. A l v a r e z Z. Extraterrestrial cause for the creaceous-tertiary extinction. - *Science*, 1980, v.208, p.1095.
16. C l u b e S.V.M., N a p i e r W.M. The role of episo-

dic bombardment in geophysics. - Earth and Planet. Sci. Letters, 1982, v.57, p.251.

17. C l u b e S.V.M., N a p i e r W.M. Spiral arms, comets and terrestrial catastrophism. - Quart. Journ. Roy. Astr. Soc., 1982, v.23, p.54-66.

18. H o y l e F., W i e k r a m a s i n g p e C. Comets, ice ages and ecological catastrophes. - Astrophysics and Space Sci., 1978, v.53, p.523-526.

19. H o y l e F., W i e k r a m a s i n g p e C. Disease from space. 1979.

20. H s u K. Nature, 1980, v.285, p.201.

21. P o d g o r n y G. Astrophysics and space science, 1979, v.61, p.369.

22. S h o e m a k e r E.M. Asteroids. - Tucson, Univ. of Arizona, 1979. - 253 p.

23. T o o n O.B. Sudden changes in atmospheric composition and climate. - In: Patterns change Earth evolut. Rep. Dohem Workshop, Berlin, 1983. Berlin, 1984, p.41-61.

24. Z i Z h o n y a n. The transit effect of Halley comet and an approach to the mechanism of magnetic field in its plasma tail. - Acta astrophys. sin., Тяньти ули сюэбао (кит.), 1985, т.5, № I, с.I-8.

ОСОБЕННОСТИ РАСПОЛОЖЕНИЯ МИРОВЫХ ГРЗОВЫХ ОЧАГОВ

Мировые грозовые очаги часто считают основными источниками атмосфериков (см., например, /1, 3/), хотя, по крайней мере в отдельности сезоны, преобладающую роль могут играть очаги, расположенные в умеренных широтах /2/. Все мировые грозовые очаги, к которым обычно относят области, где в среднем в течение года отмечается на каждой станции не менее 100 дней с грозой, расположены в тропической зоне над континентами и большими островами. Такой чисто описательной характеристикой обычно ограничиваются во всех курсах метеорологии. Самую общую количественную характеристику распределения грозовой деятельности в масштабе всей Земли можно получить, если, отвлекаясь от географической привязки, подсчитать вероятность превышения порогового числа дней с грозой T над T^* по средней годовой карте ВМО /11/. Как было показано в статье /5/, вероятность $W(T \geq T^*)$ можно представить эмпирической формулой:

$$W(T > T^*) \approx \left(1 + \frac{T^*}{38}\right)^{-3} \quad (I)$$

По оценкам, сделанным с помощью формулы (I), мировые грозовые очаги дают около 30 % общего числа грозовых разрядов над всей Землей (включая океаны) /5/. Для дальнейшего выяснения особенностей распределения грозовой деятельности нужно обратиться к результатам дополнительной обработки табличных данных, опубликованных ВМО /10/. Широтные изменения среднего уровня грозовой деятельности вообще могли бы вызываться просто изменениями длительности теплых сезонов, благоприятных для формирования гроз, т.е. в конечном счете астрономическими факторами. Для исключения этой тривиальной зависимости из таблиц ВМО /10/ выбирались данные о максимальном среднем месячном числе дней с грозой (T_m) для каждой станции в отдельности.

Следует заметить, что наиболее теплые летние месяцы в умеренных широтах по температурному режиму не очень сильно отличаются, например, от любых месяцев в Экваториальной Африке. Так как выбранные значения T_m на разных станциях относились к различным месяцам, вероятность гроз в оптимальных для данного пункта условиях характеризовалась отношением $P = (T_m : n)$, где n - число дней в соответствующем месяце. По результатам проведенной выборки

был составлен рабочий график с координатами (P, φ) , на котором вероятность гроз в оптимальный для каждого пункта месяц сопоставлялась с географической широтой φ этого же пункта. Поле, занятое на графике точками, относящимися к отдельным пунктам, можно оконтурить сверху кривой, характеризующей зависимость максимальных значений P_m от широты φ .

Ход кривой $P_m(\varphi)$ в южном полушарии определяется менее уверенно вследствие относительно небольшой площади суши и соответственно относительно малого числа станций в поясе $30-50^\circ$ ю.ш. Тем не менее, вполне определенно обнаружилось разрыв кривой $P_m(\varphi)$ около 40° с.ш. и 30° ю.ш., вызванные скачкообразным уменьшением значений P_m за пределами указанного низкоширотного пояса. Сохранение резко выраженной зависимости вероятности гроз от широты там, где основные температурные контрасты были исключены принятым способом (вплоть до широты примерно 60° с прохладными летними месяцами), указывает на то, что имеются еще и другие факторы, от которых зависит крупномасштабное развитие грозовой деятельности.

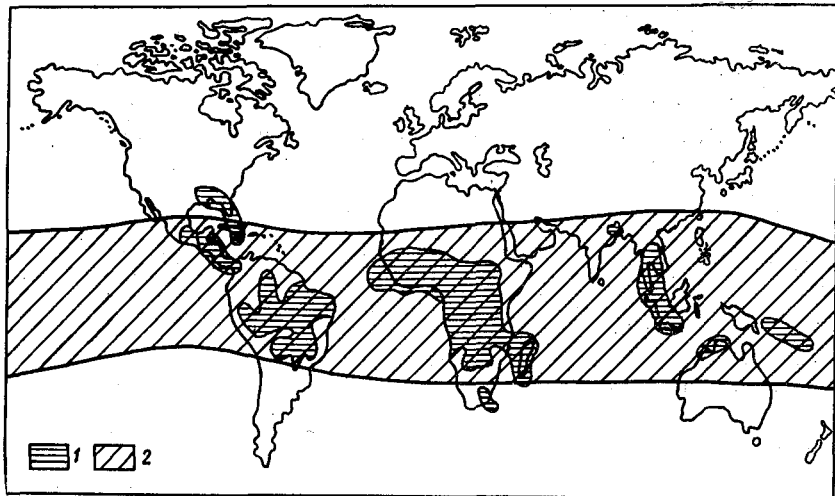
Прямое указание на фактор, от которого при наличии подходящих условий сильно зависит развитие интенсивной грозовой деятельности, дает обнаруженный по экспериментальным данным разрыв кривой $P_m(\varphi)$. Зависимость средней высоты тропопаузы h_T от географической широты была обнаружена довольно давно, но сначала ее изображали непрерывной кривой /7/. Позднее на основании изучения более полных аэрологических данных была найдена очень существенная особенность кривой $h_T(\varphi)$, которая на широтах около $30-40^\circ$ терпит разрывы, отделяющие низкоширотную тропическую тропопаузу с большими значениями h_T от полярной тропопаузы со значительно меньшими h_T /6, 8/. Подобие кривых $P_m(\varphi)$ и $h_T(\varphi)$ при наличии давно замеченной связи между вертикальным развитием облаков и возникновением грозowych явлений заставляет считать существование тропической тропопаузы одним из основных факторов, обуславливающих формирование мировых грозowych очагов.

Расположение мировых грозowych очагов в зоне тропической тропопаузы сопровождается проявлением характерной особенности, которую сначала связывали просто с широтным изменением соотношения числа облачных (n_o) и наземных (n_z) разрядов. Почти все данные о величине $r = (n_o/n_z)$ были получены по результатам немногочисленных эпизодически проводившихся серий визуальных наблюдений, и найти сглаженную осредненную зависимость этого параметра от широты φ удалось только благодаря наличию больших изменений (в не-

сколько раз) средних значений r . Эта зависимость аппроксимируется пока плавными кривыми $r(\varphi)$, представляемыми простыми эмпирическими формулами, так как имеющиеся экспериментальные данные совершенно недостаточны для обнаружения разрывов в кривых $r(\varphi)$. Напомним, что зависимость $h_T(\varphi)$ также представлялась плавной кривой без разрывов. Уточнить вид кривой $r(\varphi)$ удастся, вероятно, только после разработки достаточно надежной и практически удобной инструментальной методики определения типа разрядов.

Однако даже по сглаженным результатам наблюдений можно удобную для практических оценок, но весьма условную связь параметра r с широтой φ заменить достаточно осмысленной зависимостью r от h_T . Полученная в статье /4/ эмпирическая формула, непосредственно связывающая r и h_T , имеет вид $r \approx 0,6 h_T - 4$ при $10 \leq h_T \leq 17$, где h_T выражено в километрах. Характерно, что совершенно независимо от работы /4/ аналогичный вывод о роли высоты тропопавзы в формировании грозовой деятельности был сделан в это же время индийским специалистом /9/.

В недавно вышедшей монографии, посвященной тропопавзе /6/, подробно рассмотрена роль, которую она играет в атмосферных процессах, но нет еще оценки значения ее для развития грозовой деятельности. К этому можно подойти, сопоставив имеющиеся в монографии /6/ обобщенные статистические данные о типах тропопавзы с ми-



Расположение мировых грозowych очагов (1) и зоны тропической тропопавзы (2).

ровой картой распределения среднего годового числа дней с грозой, построенной ВМО /II/. На карте выделены области со средним годовым числом дней с грозой больше 60, и зона с повторяемостью тропической тропопавзы не менее 95 %. Круглая цифра 100 дней, используемая иногда в качестве порога для выделения мировых грозных очагов, имеет весьма условный характер, поэтому было принято с запасом пороговое значение 60 дней. Как видно из рисунка, даже при таком "запасе" дней все самые активные грозные районы (или мировые очаги) за крайне незначительными исключениями расположены в зоне, для которой характерно присутствие, как правило, одной тропической тропопавзы. В заключение следует подчеркнуть, что обращение к характеристикам тропопавзы сделалось просто неизбежным в результате проведенного раньше анализа глобальных особенностей грозной деятельности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Артамонов Л.В. и др. Изменчивость флуктуационной составляющей КНЧ поля в диапазоне частот 20-1500 Гц /Л.В. Артамонов, Д.Б. Зайцев, Г.В. Молочнов, А.А. Савельев. - VII школа-семинар по ОНЧ излучениям (тезисы докладов). - Якутск, изд. Якутского филиала СО АН СССР, 1985, с.52-53.

2. Артамонов Л.В., Клейменова З.П. О роли близких гроз в формировании УНЧ излучения. - Труды ИГО, 1968, вып.225, с.41-49.

3. Дружин Г.И., Торопчинова Т.В., Шапаев В.И. Регулярный шумовой фон в ОНЧ излучении и мировые очаги гроз. - VII школа-семинар по ОНЧ излучениям (тезисы докладов). - Якутск, изд. Якутского филиала СО АН СССР, 1985, с.39.

4. Иньков В.К., Махоткин Л.Г. Широтные особенности грозной деятельности. - Труды ИГО. 1981, вып.442, с.34-38.

5. Клейменова З.П. О соответствии между глобальными и локальными характеристиками гроз. - Труды ИГО, 1968, вып.225, с.50-54.

6. Маховер З.М. Климатология тропопавзы. - Л.: Гидрометеиздат, 1983. - 256 с.

7. Тверской П.Н. Курс метеорологии (физика атмосферы). - Л.: Гидрометеиздат, 1962. - 700 с.

8. Х р г и а н А.Х. Физика атмосферы. - Л.: Гидрометеопиздат, 1969. - 647 с.

9. A i y a S.V.C. Some characteristics of tropical lightning. - J. Indian Inst. Sci., 1981, v.63(A), p.39-59.

10. W o r l d distribution of thunderstorm days. Part 1. - Geneva, WMO N 21, 1953. - 204 p.

11. W o r l d distribution of thunderstorm days. Part 2. Tables of marine data and world maps. - Geneva, WMO N 21, 1956.

ГРОЗЫ И ГРАД В РАЗЛИЧНЫХ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ

При изучении климата континентов большое внимание уделяется грозовой и градовой деятельности. Интересно оценить значения данных характеристик в комплексе на различных широтах. В настоящей статье приводится описание пространственной изменчивости грозы и града на территории Северной Америки, Южной Америки, Евразии и Африки с учетом их орографических особенностей. Для расчета брались данные за один и тот же период времени (1964-1973 гг.) в интервале 78° с.ш. - 56° ю.ш. /I/.

Северная Америка

В высоких широтах Северной Америки среднее годовое число дней с грозой не превышает 10 за десятилетний период наблюдений. За это время град наблюдался 0,5 дня.

По мере продвижения к югу в полосе от 51° до 60° с.ш. на всех станциях, лежащих на островах, число дней с градом немного увеличивается по сравнению с их числом на станциях в глубине континента. Такую особенность можно отметить на станциях Адах (Алеутские острова, $\varphi = 51^{\circ}53'$ с.ш., $\lambda = 176^{\circ}09'$ з.д., $h = 4$ м), Сен-Поль (о-ва Прибылова, $\varphi = 57^{\circ}09'$ с.ш., $\lambda = 170^{\circ}13'$ з.д., $h = 9$ м), где град встречается до 4 дней в году. На ст.Буль-Харбор (о.Ванкувер, $\varphi = 50^{\circ}55'$ с.ш., $\lambda = 127^{\circ}57'$ з.д., $h = 0$ м) отмечено 5 грозовых дней и 4 дня с градом, т.е. почти каждая гроза сопровождается градом.

Наибольшее среднее годовое число дней с грозой (50-90) наблюдается в полосе от 31° до 40° с.ш., при этом среднее годовое число дней с градом не превышает 1. Однако станции, лежащие на берегу океана в этих же широтах, имеют собственный годовой ход как грозовой, так и градовой деятельности. На станциях Сан-Диего ($\varphi = 32^{\circ}44'$ с.ш., $\lambda = 117^{\circ}10'$ з.д., $h = 9$ м) и Сан-Франциско ($\varphi = 37^{\circ}37'$ с.ш., $\lambda = 122^{\circ}23'$ з.д., $h = 5$ м) среднее годовое число дней с грозой не превышает 4, а с градом 0,5 дня. На высокогорных станциях в этих же широтах среднее годовое число дней с грозой достигает 40, а с градом составляет 1 (ст.Эли, $\varphi = 39^{\circ}17'$ с.ш., $\lambda = 114^{\circ}51'$ з.д., $h = 1909$ м).

В более низких широтах число грозовых дней уменьшается. Так, на станциях в полосе от 11° до 20° с.ш. среднее годовое чис-

до дней с грозой изменяется от I на ст.Акапулько (берег Мексики, $\varphi = 16^{\circ}50'$ с.ш., $\lambda = 99^{\circ}55'$ з.д., $h = 3$ м) до 46 на ст.Пиарко ($\varphi = 10^{\circ}37'$ с.ш., $\lambda = 61^{\circ}21'$ з.д., $h = 12$ м). Что касается града, то в этих широтах за 10 лет он не наблюдался ни разу.

Таким образом, можно сделать вывод, что в регионе Северная Америка град — явление крайне редкое. Встречается он преимущественно на островных станциях в полосе от 51° до 60° с.ш. Максимальная грозовая деятельность на этом континенте (до 90 дней в году) отмечается в полосе от 31° до 40° с.ш. при сравнительно малой высоте станции над уровнем моря. Все же высокогорные станции зафиксировали от 32 до 42 дней с грозой в году, град отмечался в горах не более I дня.

Южная Америка

В Южной Америке наблюдения за градом и грозой проводились на малой сети станций. Основная часть их лежит в южном полушарии.

На станциях, расположенных вблизи экватора (5° с.ш. — 5° ю.ш.), годовой ход дней с грозой и градом самый различный. Так на ст.Белен (порт на восточном побережье Бразилии, $\varphi = 1^{\circ}23'$ ю.ш., $\lambda = 48^{\circ}29'$ з.д., $h = 16$ м) среднее годовое число дней с градом составляет около 8, с грозой — 180, а на ст.Тумако (западное побережье Колумбии, $\varphi = 1^{\circ}49'$ с.ш., $\lambda = 78^{\circ}45'$ з.д., $h = 6$ м) град наблюдался всего 0,1 дня за год, гроза — 8 дней.

На самой высокогорной станции Южной Америки Куско ($\varphi = 13^{\circ}33'$ ю.ш., $\lambda = 71^{\circ}59'$ з.д., $h = 3249$ м) среднее годовое число дней с грозой составляет всего 4,4. Град не наблюдался вообще.

Для основной массы станций число дней с градом не превышает I за год. Исключение составляет ст.Гамао (южный тропик). Здесь среднее годовое число дней с градом доходит до 5,5. На самом юге материка на прибрежных станциях ($\varphi = 50^{\circ}$ ю.ш.) град наблюдается 3-4 дня, здесь почти каждая гроза сопровождается градом.

Грозовую деятельность для всего континента Южной Америки можно характеризовать следующим образом. На большем числе станций среднее годовое число дней с грозой колеблется от 10 до 50. Если же станция находится на возвышенности или вблизи водоема, среднее годовое число дней с грозой изменяется от 90 до 120.

Африка

Африканский континент простирается от 35° с.ш. до 35° ю.ш.

Наибольший интерес на этом континенте представляют широты вблизи экватора. Здесь можно встретить станции как с сильной грозовой и градовой деятельностью, так и станции, где гроза и град — явления крайне редкие. На ст.Лисала в Заире ($\varphi = 2^{\circ}19'$ ю.ш., $\lambda = 21^{\circ}34'$ в.д., $h = 463$ м) среднее годовое число дней с градом составляет 6, с грозой 210. На ст.Могадисо в Сомали ($\varphi = 2^{\circ}02'$ с.ш., $\lambda = 45^{\circ}21'$ в.д., $h = 9$ м) град наблюдается не менее 1 дня за год, гроза — не более 5 дней.

Максимальная градовая деятельность отмечена в Мавритании на ст.Тиджида ($\varphi = 18^{\circ}34'$ с.ш., $\lambda = 11^{\circ}26'$ в.д., $h = 402$ м). Здесь среднее годовое число дней с градом достигает 12, с грозой — не более 60.

Несколько реже град отмечается на островных станциях в 40-х (южных) широтах. Так, среднее годовое число дней с градом колеблется от 4 до 10, с грозой — от 4 до 8 за год, т.е. каждая гроза сопровождается градом. Годовой ход гроз и града на станциях в широтах от 20 до 40° (как в южном полушарии, так и в северном) однотипен. Здесь среднее годовое число дней с грозой не превышает 50, с градом 1.

Что касается высокогорных станций, то град здесь отмечается 2-4 дня за год, среднее же годовое число дней с грозой изменяется в более широких пределах. Так, на $8^{\circ}59'$ с.ш. ($\lambda = 38^{\circ}48'$ в.д., $h = 232$ м) на ст.Аддис-Абеба отмечается 110 дней с грозой в году, а на $8^{\circ}56'$ ю.ш. ($\lambda = 33^{\circ}28'$ в.д., $h = 1707$ м) на ст.Мбеа среднее годовое число дней с грозой достигает уже 170.

Зарубежная Азия

Рассмотрим территорию Зарубежной Азии, расположенную между 50° с.ш. и 10° ю.ш.

В полосе $50-40^{\circ}$ с.ш. среднее годовое число дней с грозой на равнинных станциях не превышает 50. Град наблюдается здесь не более 1 дня за год.

Наибольший интерес в отношении градовой деятельности представляют станции, расположенные между 40 и 30° с.ш. Здесь среднее годовое число дней с градом колеблется от 1 (Ирак, ст.Бадана, $\varphi = 30^{\circ}58'$ с.ш., $\lambda = 40^{\circ}59'$ в.д., $h = 539$ м) до 14 (Япония, ст.Анита, $\varphi = 39^{\circ}43'$ с.ш., $\lambda = 140^{\circ}06'$ в.д., $h = 10$ м).

В Японии наиболее часто град встречается на станциях западного побережья (Ионаго, Акито, Вадзима). На высокогорных станциях Китая в этих же широтах среднее годовое число дней с градом достигает 10, а среднее годовое число дней с грозой - 90 (ст. Хэйхо, $\varphi = 31^{\circ}29'$ с.ш., $\lambda = 92^{\circ}03'$ в.д., $h = 4508$ м).

Станции с повышенной грозовой активностью в Зарубежной Азии находятся на территории Малайзии. Так, на ст. Куантан ($\varphi = 3^{\circ}46'$ с.ш., $\lambda = 103^{\circ}12'$ в.д., $h = 21$ м) в течение года зарегистрировано 244 дня с грозой, на ст. Пенанг ($\varphi = 5^{\circ}18'$ с.ш., $\lambda = 100^{\circ}16'$ в.д., $h = 4$ м) - 251 день, а на ст. Куала-Лумпур ($\varphi = 3^{\circ}07'$ с.ш., $\lambda = 101^{\circ}42'$ в.д., $h = 38$ м) - 261 день. Среднее годовое число дней с градом здесь не превышает 2.

Западная Европа

В высоких широтах (более 60°) Западной Европы с 1964 до 1973 г. гроза и град не наблюдались.

С уменьшением широты среднее годовое число дней с градом на континенте увеличивается в среднем до 5-7 дней ($50-60^{\circ}$ с.ш.). Исключением являются островные станции. На Шетландских островах на ст. Лервик ($\varphi = 60^{\circ}08'$ с.ш., $\lambda = 1^{\circ}13'$ в.д., $h = 82$ м) среднее годовое число дней с градом достигает 25, а на Гебридских островах на ст. Сториовой ($\varphi = 58^{\circ}13'$ с.ш., $\lambda = 6^{\circ}19'$ в.д.) - 18. Что касается гроз, то на этих островах она наблюдается не более 4 дней в году.

Самые сильные грозовые очаги в регионе отмечены в полосе $40-45^{\circ}$ с.ш. Здесь гроза наблюдается 50 дней за год. Максимум гроз для Западной Европы (64) зарегистрирован в Албании на ст. Тирана ($\varphi = 41^{\circ}20'$ с.ш., $\lambda = 19^{\circ}27'$ в.д., $h = 89$ м) и 63 дня в году - на ст. Влера ($\varphi = 40^{\circ}28'$ с.ш., $\lambda = 19^{\circ}29'$ в.д., $h = 3$ м). Что касается града в этих широтах, то он наблюдается не более 5 дней в году на береговых станциях и не более 2 дней на станциях континента. Среднее годовое число дней с грозой на береговых станциях в этих же широтах колеблется от 1 (Франция, ст. Брест, $\varphi = 48^{\circ}27'$ с.ш., $\lambda = 4^{\circ}25'$ в.д., $h = 103$ м) до 13 за год (Испания, ст. Сантандер, $\varphi = 43^{\circ}28'$ с.ш., $\lambda = 3^{\circ}49'$ в.д., $h = 65$ м).

При изучении связи между грозой и градом используется так называемый градообразующий фактор гроз R , под которым понимают отношение повторяемости града $T_{\text{град}}$ к повторяемости гроз $T_{\text{гроз}}$ ($R = T_{\text{град}} / T_{\text{гроз}}$). Обобщенные данные зависимости $R = R(T_{\text{гроз}})$ для различных континентов земного шара приведены в таблице.

Зависимость R от T_{гроз}

Территория	Т дни									
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-60	60-80	80-100	100-150	150-200	
Северная Америка	0,150	0,040	0,020	0,014	0,010	0,006				
Южная Америка	0,500	0,040	0,030	0,024	0,015	0,013	0,006	0,004		
Западная Европа	0,600	0,080	0,052	0,018	0,008					
Африка	0,300	0,200	0,020	0,010	0,009	0,008	0,008	0,007	0,006	
Зарубежная Азия	0,120	0,040	0,038	0,037	0,008	0,007	0,006	0,005	0,004	
Среднее	0,334	0,080	0,032	0,021	0,011	0,008	0,007	0,005	0,005	

Анализируя обобщенные данные зависимости $R = R(T_{\text{гроз}})$, можно отметить следующее. Несмотря на приближенный характер сопоставления R и $T_{\text{гроз}}$, полученные для разных континентов данные удовлетворительно согласуются между собой. Это, очевидно, свидетельствует о наличии общих для всех континентов земного шара причин, ответственных за образование как гроз, так и града.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авиационно-климатические характеристики зарубежных стран / Под ред. Т.Н.Дерюгиной, З.М.Махова, Л.А.Нудельман, А.П.Пенькова. - Обнинск, вып.1-5, т.2, 1980-1982.

МЕЗОСТРУКТУРА ОБЛАЧНОСТИ В СВЯЗИ С ГРОЗАМИ И ЛЕСНЫМИ ПОЖАРАМИ

Характер распределения лесных пожаров, возникающих от молний, зависит от многих факторов, одним из которых является структура грозовой облачности. Анализ этого фактора необходим для более полного понимания природы явления и определения его прогностических признаков. В настоящей работе для выявления особенностей облачности грозовых очагов, вызвавших лесные пожары, использованы космические снимки, дающие наиболее наглядное представление о распределении облаков.

Для анализа отобрано 19 случаев, когда по сведениям авиалеесоохраны массовые загорания леса возникали от молний, и общее число лесных пожаров в 2 раза и более превышало их среднее многолетнее число, отмеченное в данном районе за день с пожарами. Из 19 случаев 5 наблюдались в лесах севера ЕТС, 5 - в Красноярском Приангарье, 5 - в северных районах Иркутской области и 4 - в двух последних районах одновременно (см. таблицу).

Рассматриваемые районы отличаются сравнительно малой плотностью населения и частой повторяемостью лесных пожаров и гроз. В силу природных особенностей массовое возникновение лесных пожаров здесь возможно лишь после достаточно длительного высыхания лесных горючих материалов, т.е. после 5-7 дней жаркой сухой погоды. Причем если нет гроз, то высокая потенциальная пожарная опасность часто не "реализуется" из-за отсутствия источников огня в лесу. Это позволяет четко проследить влияние гроз на горимость лесов. Так, например, летом 1972 г., несмотря на длительный период жаркой сухой погоды, в лесах севера ЕТС наблюдались лишь единичные пожары, и только начавшиеся грозы вызвали массовое возникновение лесных пожаров.

Лесные пожары вызываются предфронтальными грозами. В 17 случаях из 19 развитие грозовых облаков генетически связано с холодными атмосферными фронтами, в 2 случаях - с фронтами окклюзии по типу холодных. Как видно из таблицы, грозы проходили при высоких температурах воздуха в приземном слое и на уровне 850 гПа и при значительных вертикальных градиентах температуры в более высоких слоях: отмечены большие положительные значения грозового индекса $T^B - T$. Индекс представляет собой разность между температурой частицы воздуха, поднятой влажноадиабатически с уровня 850 гПа до

Температура воздуха и грозовой индекс
в начальный период возникновения лесных пожаров от гроз

Район	Дата начала вспышки по- жаров	Аэрологическая станция	Температура воздуха, °C			(T ^в -T) °C
			(T _г) макс	T ₈₅₀	T ₅₀₀	
Север ЕТС	9.07.1972	Архангельск	34	18	-12	13
		Сиктывкар	32	16	-11	9
	22.07.1974	Архангельск	31	15	-13	6
		Сиктывкар	30	15	-15	7
	21.06.1980	Архангельск	27	11	-18	8
		Сиктывкар	27	14	-19	10
	27.06.1984	Архангельск	29	14	-12	3
		Сиктывкар	34	16	-13	7
	20.06.1985	Архангельск	28	12	-20	8
Красноярское Приангарье	23.06.1972	Ванавара	29	15	-14	7
		Богучаны	31	16	-17	11
	20.06.1973	Ванавара	31	17	-11	7
		Богучаны	-	17	-13	9
	8.06.1976	Ванавара	27	17	-17	13
	7.06.1982	Ванавара	30	16	-15	9
		Богучаны	31	10	-18	3
	24.06.1983	Ванавара	30	19	-13	13
		Богучаны	32	18	-13	10

Продолжение таблицы

Район	Дата начала вспышки по- жаров	Аэрологическая станция	Температура воздуха, °C			(T ^{в.т}) °C
			(T _з) _{макс}	T ₈₅₀	T ₅₀₀	
Северные районы Иркутской области	27.07.1969	Ербогачен	34	18	-12	9
		Киренск	32	16	-13	10
	16.07.1970	Ербогачен	30	21	-9	12
		Киренск	29	12	-18	10
	22.07.1970	Ербогачен	31	20	-10	11
	18.08.1980	Ербогачен	32	-	-	-
		Киренск	31	17	-15	11
	17.07.1982	Ербогачен	30	15	-15	8
		Киренск	32	20	-13	14
					-15	10
Красноярское Приангарье и северные районы Иркутской области	27.07.1968	Ванавара	34	16	-15	10
		Ербогачен	31	17	-14	10
	21.06.1971	Ванавара	32	21	-14	12
		Киренск	33	19	-12	15
	17.06.1973	Ванавара	30	17	-14	12
		Киренск	32	18	-17	13
	12.07.1975	Ванавара	29	18	-13	10
		Ербогачен	28	18	-14	11

уровня 500 гПа, и фактической температурой на верхнем уровне слоя /2/.

Космические снимки позволяют проследить эволюцию облачности в районах наблюдавшихся вспышек лесных пожаров. Так, в июне 1980 г. период, предшествовавший вспышке пожаров, характеризовался стационарированием холодного атмосферного фронта севернее рассматриваемых районов ЕТС. Уже 17 июня на снимках, полученных с ИСЗ "Тайрос", отчетливо прослеживалась облачная полоса линии неустойчивости (шквалов), параллельная основному атмосферному фронту. Полоса состоит из открытых конвективных ячеек диаметром до 100 км. На увеличенном фрагменте снимка (рис. I а, время взезде местное солнечное) видно, что стенки ячеек состоят из скопления кучевых облаков. Причем вогнутая сторона облачной гряды обращена к северу, в сторону фронта, линия которого на приземных синоптических картах проведена севернее Мурманска. Отмеченная вогнутость свидетельствует об усилении ветра со стороны фронта на высоте облаков. Данные аэрологических станций подтверждают увеличение вертикальных температурных градиентов: в начале периода (15-16 июня) — за счет более сильного прогрева приземного слоя, а в последующие дни — за счет адвекции холодного воздуха в тропосфере. Над районами ЕТС наблюдалось развитие мощных кучевых облаков, возникли грозы и лесные пожары.

На фрагменте космического снимка за 20 июня (рис. I б) заметны крупные скопления мощных кучевых облаков в виде гряд длиной до 200 км и шириной до 70 км, а также пятна облачности диаметром до 130 км. Скопления облаков разделены просветами шириной до 40 км. Гряды и пятна имеют плоскую или вогнутую северную границу, что свидетельствует о затопке воздуха с севера. Эволюция облачности связана с обострением и начавшимся смещением основного холодного атмосферного фронта. В дальнейшем, 23 июня, этот фронт сместился в юго-юго-восточном направлении и вошел в систему молодого развивающегося циклона.

Днем 20 июня грозы и единичные лесные пожары наблюдались во многих районах Архангельской области. Вспышки пожаров отмечены лишь в Карпогорском и Архангельском авиаотделениях, т.е. в районах, закрытых на снимке пятнами мощной кучевой облачности. Локальным пятнам облаков соответствовали локальные вспышки пожаров.

В условиях аномальной засухи грозы и лесные пожары от них могут наблюдаться на ограниченных территориях. В лесах севера ЕТС такие вспышки пожаров отмечены в 1972 и 1974 гг., а также в 1980 г.

Космические снимки облачности за 9 июля 1972 г. и 22 июля

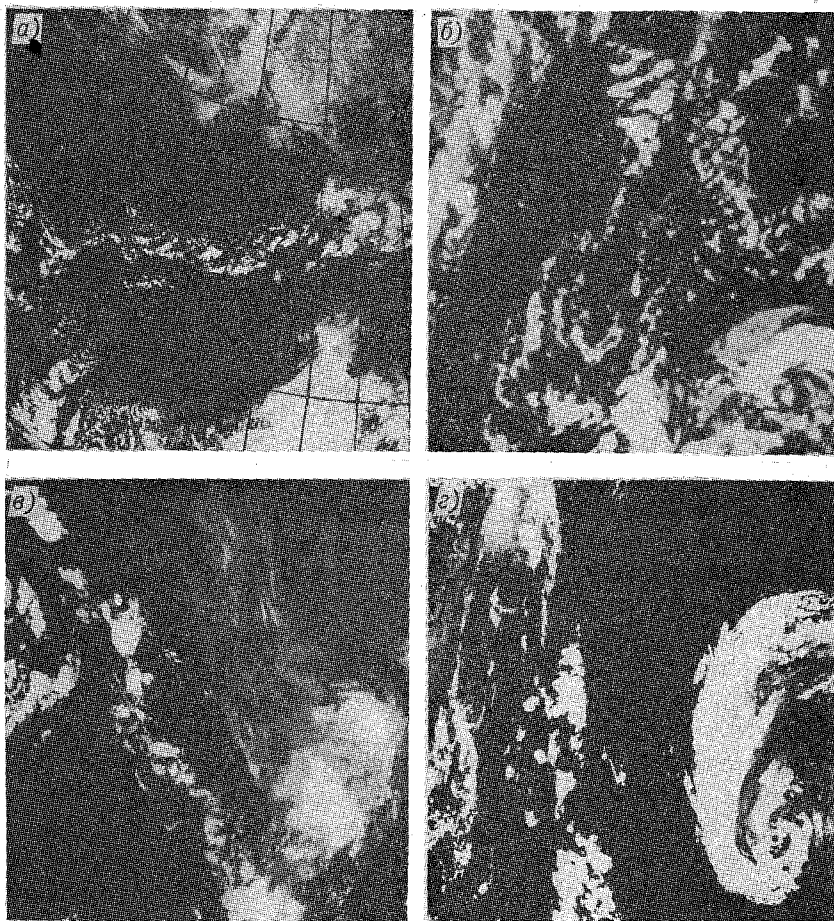


Рис. I. Мощные кучевые (грозовые) облака над севером ЕТС.

а - 17 июня 1980 г., 14 ч 05 мин, "Тайрос", ТВ; б - 20 июня 1980 г., 15 ч 08 мин, "Тайрос", ИК; в - 18 мая 1984 г., 17 ч 02 мин, НОАА, ИК; г - 27 июня 1984 г., 13 ч 29 мин, НОАА, ИК.

1974 г. также показывают наличие пятен и полос мощных кучевых облаков перед основным холодным атмосферным фронтом в дни развития гроз и массового возникновения пожаров. Скопления облаков в виде полос и пятен в этих случаях также расположены параллельно фронту, проходящему западнее рассматриваемых районов, и имеют вогнутость со стороны фронта. Причем в 1974 г. развитию массовых гроз и вспышек пожаров также предшествовало образование облачной поло-

сы неустойчивости впереди холодного фронта. В учебнике /1/ в качестве примера развития линии шквалов над севером ЕТС приведен космический снимок облачности за 16 июля 1974 г. За неделю до вспышки лесных пожаров фронт мало изменил свое положение, а начавшееся затем его смещение привело к резкому усилению грозовой активности.

Облачные полосы (гряды) линии шквалов, параллельные основному атмосферному фронту, являются хорошим прогностическим признаком начала мощной упорядоченной конвекции и возможных вспышек пожаров. В приведенных выше случаях появление линии шквалов наблюдалось за 4-6 дней до начала массовых гроз и вспышек пожаров.

Грядовая структура облачности отмечена также для редкого случая возникновения пожаров от молний в мае (рис. I в) и для локальных вспышек пожаров в июне (рис. I г) 1984 г. В последнем случае на снимке прослеживается облачная полоса холодного атмосферного фронта в западных районах Архангельской области. Район Архангельска закрыт плотным скоплением мощных кучевых облаков. Южнее Кольского полуострова видны две облачные гряды, образующие линии неустойчивости, параллельные друг другу и полосе атмосферного фронта. Гряды имеют протяженность 420 и 530 км и поперечное сечение до 50 км, причем западная гряда с просветами, в которых видны отдельные мощные кучевые облака. В районах расположения гряд 27 июня наблюдались грозы. Единичные пожары от молний отмечены в Архангельском и Лешуконском авиаотделениях, вспышка пожаров - в Карпогорском. Интересно отметить, что крупное скопление кучевых облаков к востоку от линий неустойчивости своими очертаниями повторяет расположенный под ним Тиманский кряж. Облачные образования переходят местами в полосные структуры, параллельные облачному вихрю молодого циклона, развивающегося над Уралом.

В Средней Сибири в большинстве рассмотренных нами случаев мощные кучевые облака, связанные с грозами и массовым возникновением лесных пожаров, развиваются под влиянием холодных фронтов, входящих в системы молодых циклонов. Случаи внутримассовых гроз, связанных с возникновением заметного числа лесных пожаров, весьма редки. Можно, например, отметить 4 загорания от внутримассовых гроз в районе Киренска 23 июля 1979 г., но этот случай здесь не анализируется.

Лесные пожары от гроз могут отмечаться одновременно в Красноярском Приангарье и соседних северных районах Иркутской области, если атмосферные фронты, с которыми связаны эти пожары, имеют значительную протяженность в зональном направлении, как, напри-

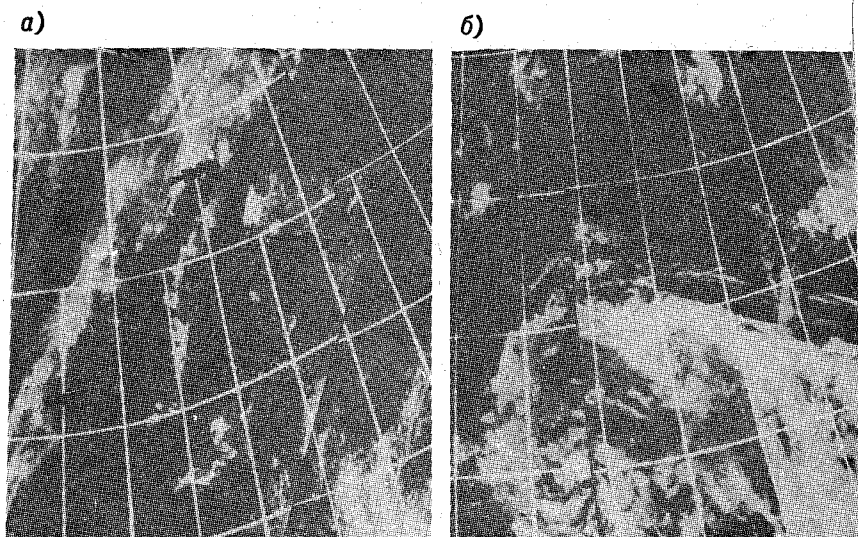


Рис.2. Грозовые облака над районами Сибири, ИСЗ НОАА.
а - 17 июля 1982 г., ТВ; б - 24 июня 1983 г., 10 ч 22 мин, ИК.

мер, при вспышках пожаров 21-22 июня 1971 г. и 17-18 июня 1973 г., или в меридиональном направлении, как при вспышках 27 июля 1968 г. и 12 июля 1975 г. Вспышки в этих районах не совпадают, если на какой-либо части территории наблюдается низкая пожарная опасность, связанная с предшествующей дождливой погодой. Так, 17-18 июля 1982 г. лесные пожары от гроз наблюдались в основном на севере Иркутской области. На космическом снимке облачности (рис.2 а) заметны полосы с разрывами и пятна мощных кучевых (грозовых) облаков между полосой фронтальной облачности и спиралью молодого циклона. В Красноярском Приангарье в эти дни наблюдалась жаркая погода с максимальными температурами воздуха 28-30 °С, грозы прошли без осадков и с осадками менее 1 мм. Однако из-за прошедших ранее дождей пожарная опасность здесь понижена. Лесной авиацией в Приангарье обнаружены лишь единичные лесные пожары.

В Красноярском Приангарье имеется довольно густая, хотя и неравномерная сеть из 18 метеорологических станций и постов. Это позволяет в какой-то мере проследить распределение гроз по территории. В большинстве рассмотренных случаев грозу наблюдали в 5-7 пунктах. Наибольшее число гроз отметили 21 июня 1971 г. В этот день, согласно приземным картам погоды, над Приангарьем прослеживалась серия холодных атмосферных фронтов, смещавшихся в ме-

рициональном направлении. В слое от 500 до 1000 отмечался заток холодного воздуха с севера, на уровне 500 гПа – разреженное барическое поле. Синоптическое положение характеризовалось началом развития слабого циклона. Грозу наблюдали на 12 метеостанциях и постах, причем существенные осадки (3 мм и более) зафиксированы лишь в двух пунктах.

В трех случаях: 17 июня 1973 г., 7 июня 1982 г. и 24 июня 1983 г. на этой территории грозу наблюдали только в двух пунктах. Местными наблюдателями и даже работниками авиалесоохраны такие локальные грозы нередко воспринимаются как внутримассовые. Так была воспринята, например, гроза, прошедшая 24 июня 1983 г. на части территории Богучанского авиаотделения и вызвавшая там массовое возникновение пожаров. На космическом снимке, фрагмент которого воспроизведен на рис. 2 б, видно, что в этот день над большей частью Приангарья наблюдалась ясная безоблачная погода (на снимке виден характерный изгиб Ангары севернее Красноярска). Только в районе грозовой деятельности выделяются отдельные пятна и полосы скоплений мощных кучевых облаков, связанных с линиями неустойчивости в теплом секторе молодого развивающегося циклона. Лесные пожары от молний отмечены в районе метеостанций, наблюдавших грозу. Согласно снимку, ширина облачной полосы здесь не превышала 20 км.

Таким образом, проведенный анализ показал, что на космических снимках облачности опасные грозовые очаги, вызывающие возникновение лесных пожаров, выглядят как отдельные пятна и полосы скоплений мощных кучевых облаков в предфронтальной зоне холодных атмосферных фронтов. Отдельные элементы структуры мезооблачности (расположение пятен, направление полос, вогнутость их границ и т.п.) свидетельствуют о влиянии фронтов на развитие облаков. Локальный характер гроз и вспышек лесных пожаров тесно связан с рассмотренными особенностями мезоструктуры облачности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. З в е р е в А.С. Синоптическая метеорология – Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 711 с.
2. С т о л я р ч у к Л.В. Прогноз и оценка грозовой пожарной опасности в лесу. Методические рекомендации. – Л.: Изд. ЛенНИИЛХ, 1982. – 27 с.

ИССЛЕДОВАНИЕ ГРОЗОВОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Исследования характеристик грозовой деятельности и параметров молнии на территории Западной Сибири проводятся НИИ высоких напряжений при Томском политехническом институте и включают в себя в настоящее время два основных направления: получение распределений амплитуд токов молнии на основе массовых регистраций атмосфериков и выявление мелкомасштабной территориальной неоднородности плотности разрядов молнии в землю. Целью исследований является изучение региональных особенностей грозовой деятельности, знание которых позволит более обоснованно и дифференцированно подходить к выбору средств грозозащиты различных объектов.

Для дистанционного измерения амплитуд токов молнии нами была разработана методика /9/, основанная на измерении максимального значения напряженности электрического поля молнии (амплитуды атмосферика) E_m и дальности расстояния d до разряда с последующим использованием расчетного выражения, связывающего измеренные величины с амплитудой тока молнии I_m :

$$I_m = [27,0 - 26,5 \exp(-0,07d)] d \cdot E_m \cdot 10^{-2} \quad (I)$$

Ток I_m получается в килоамперах, если d взять в километрах, а E_m в В/м.

Выражение (I) получено посредством введения поправочного коэффициента в известную формулу Юмана /1/, связывающую ток молнии с напряженностью радиационной составляющей ее электрического поля. Поправочный коэффициент учитывает погрешности определения значений E_m и d , отсутствие информации о параметрах молнии, влияющих кроме амплитуды тока и расстояния до разряда на величину E_m , а также вклад в нее электростатической и индукционной составляющих поля. Методика определения поправочного коэффициента подробно изложена в работах /2/ и /3/.

Смысл расчетного выражения (I) можно пояснить следующим образом. Измеренным значениям E_m и d соответствует множество значений амплитуды тока, причем границы множества могут быть определены на основе модели главного разряда, которую на сегодняшний день можно считать адекватной действительности (см. /2, 3/). В

соответствии с выражением (I) в качестве I_m принимается среднее арифметическое этих границ. Такое решение является наилучшим в отношении критериев оптимальности выбора решений в условиях недостатка исходной информации.

Измерения проводились в течение грозных сезонов 1980-1982 гг. на полевой станции НИИ высоких напряжений при Томском политехническом институте, расположенной в п.Киреевск Томской области. Измерительная установка содержала зонтичную антенну с согласующим устройством и запоминающий осциллограф С8-13. Действующая высота антенны 1,9 м, а емкость 60,5 пФ. Осциллограф работал в ждущем режиме запуска развертки с внутренней синхронизацией. Длительность развертки выбиралась равной 100 или 200 мкс. Для измерения максимального значения зарегистрированного сигнала использовался метод калиброванной шкалы. Вопросы обеспечения отсутствия искажений регистрируемых сигналов рассматривались нами в статье /7/. Постоянная времени измерительной системы составляла 15 мс (в 1980 г.) или 48 мс (начиная с 1981 г.).

Анализировались сигналы, соответствующие первым компонентам наземных молний. Времена нарастания напряженности поля до максимального значения составляли единицы микросекунд или меньше. Для селекции наземных молний использовались визуальные наблюдения. Расстояние до разряда определялось посредством измерения интервала времени между вспышкой молнии и громом. При этом скорость звука принималась равной 333 м/с.

В 1980 г. получено 83 значения амплитуд токов молнии в 6 грозах, в 1981 г. - 191 значение в 7 грозах, а в 1982 г. - 369 значений в 11 грозах (всего 643 измерения).

Была проведена проверка гипотез о принадлежности выборок, полученных в разные годы, к одной и той же генеральной совокупности с помощью критерия Колмогорова и Смирнова, которая при вероятности ошибки 0,05 дала положительные результаты. Проверка результирующего распределения, определенного посредством объединения всех полученных данных, по критерию Пирсона при вероятности ошибки 0,05 позволяет считать, что оно удовлетворительно описывается логарифмически нормальным законом со средним значением логарифма амплитуды $M[\lg I_m] = 1,200$ и средним квадратическим отклонением $\sigma[\lg I_m] = 0,531$. Медианное значение амплитуды составляет около 16 кА, а среднее $M[I_m]$ - около 30 кА.

Проведено сравнение полученного нами распределения с распределением, которое получено Бергером посредством прямых измерений в Швейцарии (рис.1). Последнее удовлетворительно описывается ло-

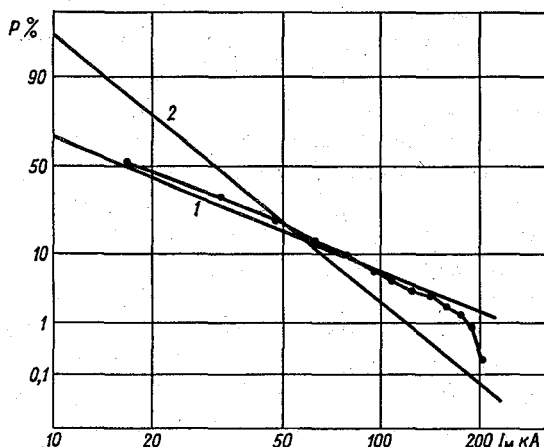


Рис.1. Распределения амплитуд токов молнии.

1 — по результатам измерений в Томской области, 2 — по данным Бергера и др. /14/.

гарифмически нормальным законом со средним значением логарифма амплитуды $I_{0,475}$ и средним квадратическим отклонением $0,265$ /14/. Сравнение 95 %-ных доверительных интервалов для параметров названных распределений, в том числе с учетом погрешности дистанционных измерений, показывает, что они не перекрываются (подробное изложение методики и результатов сравнения приведено в /9/).

Возможно, что обнаруженное расхождение связано с различием физико-географических характеристик районов, в которых проводились измерения. Для проверки этого предположения нами была сделана попытка на основании литературных данных и результатов наших измерений в Томской области оценить зависимость параметров распределения амплитуд токов молнии от географической широты и высоты местности над уровнем моря.

Для анализа широтной зависимости отбирались результаты измерения амплитуд токов первых компонентов наземных молний, причем не рассматривались выборки, для которых не удалось установить в пределах 10° широту места измерения, а также выборки, объем которых не указан. Кроме того, не рассматривались результаты наиболее ранних измерений, полученные в 20–30-е годы косвенными методами на линиях электропередачи.

На основании отобранных таким образом данных (21 выборка)

определялся коэффициент корреляции между $M[\lg I_m]$ и географической широтой λ в градусах, а также уравнение регрессии, позволяющее определить вероятное значение $M[\lg I_m]$ в зависимости от λ . При этом каждой точке поля корреляции присваивался вес, пропорциональный соответствующему объему выборки.

Коэффициент корреляции оказался равным $-0,64$ и является значимым при вероятности ошибки $0,002$. Уравнение регрессии имеет следующий вид:

$$M[\lg I_m] = 1,74 - 7,18 \cdot 10^{-3} \lambda. \quad (2)$$

Поле корреляции и соответствующая линия регрессии приведены в статье /8/. Дисперсия относительно линии регрессии, обусловленная влиянием на $M[\lg I_m]$ совокупности всех других факторов, кроме λ , равна $0,010$. В соответствии с выражением (2) медианное значение амплитуды тока молнии, например, в районе Хошмина (11° с.ш.) должно быть примерно вдвое больше, чем в районе Томска (57° с.ш.).

Аналогичным образом исследовалась зависимость $\sigma[\lg I_m]$ от λ , причем коэффициент корреляции оказался равным $0,56$ (на основании 19 выборок).

Одной из причин наблюдаемого уменьшения амплитуд токов молнии по мере удаления от экватора может быть изменение параметров грозовых облаков и, в частности, высоты центра зоны их отрицательных зарядов. Поскольку в тропических широтах изменение последней очень незначительно (см. /8/), можно предположить, что при исключении из рассмотрения данных, полученных в этих широтах, зависимость $M[\lg I_m]$ от λ должна стать более ярко выраженной.

Проверка сделанного предположения дала положительные результаты. Коэффициент корреляции оказался весьма значимым и равным $-0,74$, а наклон линии регрессии существенно увеличился. Уравнение регрессии имеет следующий вид:

$$M[\lg I_m] = 2,10 - 14,6 \cdot 10^{-3} \lambda. \quad (3)$$

Дисперсия относительно линии регрессии равна $0,007$.

Таким образом, для учета широтной зависимости амплитуды тока молнии при $\lambda > 35^\circ$, на наш взгляд, следует пользоваться выражением (3), а в тропических широтах рассматриваемый параметр можно считать независимым от λ . Последнее подтверждается также близо-

стью значений $M[\lg I_m]$, полученных на основании измерений дистанционным методом в Малайзии (I,56), косвенным методом в Южной Родезии (I,62) и Перу (I,64), а также прямым методом в ЮАР (I,6I /I5/).

Коэффициент корреляции между средним значением логарифма амплитуды тока молнии и высотой местности над уровнем моря оказался равным 0,52 (на основании I2 выборок). Однако проверка его значимости при вероятности ошибки 0,05 позволяет сделать вывод, что его отклонение от нуля является случайным.

Таким образом, проведенный анализ свидетельствует о том, что различие параметров распределений амплитуд токов молнии, полученных в разных районах земного шара, связано с зависимостью этих параметров от географической широты местности. На вероятное существование такой зависимости указано также в работе /I3/.

Для исследования зависимости амплитуды тока молнии от различных факторов нами была разработана методика определения распределений рассматриваемого параметра исходя из того, что они подчиняются логарифмически нормальному закону. Методика предполагает автоматическое измерение распределений амплитуд атмосфериков E_m с помощью разработанной нами установки /4, 6/, на основе которых вычисляются параметры соответствующих распределений амплитуд токов I_m /I0, I2/.

Для получения этих параметров могут быть использованы уравнения регрессии, позволяющие определить вероятные значения I_m и $\lg I_m$ в зависимости от значений E_m и $\lg E_m$ соответственно. При этом

$$M[I_m] = a_1 + b_1 M[E_m], \quad (4)$$

$$M[\lg I_m] = a_2 + b_2 M[\lg E_m], \quad (5)$$

где $M[E_m]$ и $M[\lg E_m]$ — средние значения E_m и $\lg E_m$ соответственно, определяемые из распределения амплитуд атмосфериков, а a_1 , a_2 , b_1 , b_2 — коэффициенты соответствующих уравнений регрессии. Значения указанных коэффициентов могут быть определены посредством дистанционного метода, предполагающего единичные измерения I_m /9/. По результатам наших измерений в 1980–1981 гг., $a_1 = 15,6$ кА, $a_2 = 0,372$, $b_1 = 0,837$ кА·(м/В), $b_2 = 0,726$. Вычислив $M[I_m]$ и $M[\lg I_m]$ из (4) и (5) соответственно, $\sigma[\lg I_m]$ можно определить из выражения /5/:

$$\sigma [\lg I_m] = \sqrt{\frac{\lg M[I_m] - M[\lg I_m]}{1,1513}} \quad (6)$$

Установка для непосредственного измерения распределений амплитуд атмосфериков содержит зонтичную антенну с согласующим устройством (см. выше), входной блок и серийно выпускаемый многоканальный амплитудный анализатор АИ-256-6. Входной блок предназначен для выделения исследуемых сигналов и формирования из них импульсов с неинформативными параметрами, определяемыми требованиями к входным сигналам анализатора АИ-256-6. При этом амплитуда импульса на выходе входного блока равна максимальной амплитуде сигнала на его входе.

Максимальная амплитуда сигнала, поступающего на вход входного блока, выделяется с помощью пикового детектора и запоминается на время, равное наибольшей длительности этого сигнала (1 с) и отсчитываемое от момента первого превышения значением сигнала заданного порога. С целью селекции наземных разрядов входной сигнал подается также на вход фильтра с полосой пропускания в области максимума спектральной плотности сигналов, соответствующих наземным разрядам (2-11 кГц). Если значение сигнала на выходе фильтра превышает выбранный порог, из напряжения с выхода пикового детектора вырезается импульс, регистрируемый анализатором. Условия автоматической регистрации распределения амплитуд атмосфериков с помощью описанной установки отличаются от условий получения этого распределения посредством осциллографирования атмосфериков (см. выше) прежде всего способом селекции наземных разрядов.

В течение грозового сезона 1981 г. при использовании упомянутой выше установки в пункте Киреевск Томской области нами было получено около 20 распределений амплитуд атмосфериков. Результирующее распределение, определенное посредством объединения всех полученных данных, приведено на рис.2. Для этого распределения $M[E_m] = 17,4$ В/м, а $M[\lg E_m] = 1,121$. Подставляя эти значения соответственно в выражения (4) и (5) и используя полученные нами значения коэффициентов a_1 , a_2 , b_1 и b_2 , получим $M[I_m] = 30,1$ кА, а $M[\lg I_m] = 1,186$. При этом из выражения (6) имеем $\sigma[\lg I_m] = 0,504$. Расхождение с соответствующими параметрами, полученными дистанционным методом, предполагающим единичные измерения I_m (см. выше), составляет единицы процентов.

Накопление экспериментальных данных об амплитудах тока молнии на территории Западной Сибири будет продолжено.

Для выявления неоднородности распределения плотности разрядов молнии в землю на территории Кемеровской области привлекались данные о грозовой аварийности линий 6-10 и 110 кВ, а также результаты инструментальных исследований с помощью счетчиков молний.

На основании анализа опыта эксплуатации воздушных линий (ВЛ) 6-10 кВ за период 1966-1980 гг., имеющих примерно одинаковые конструктивные характеристики, было установлено, что поражаемость центральной части территории Кемеровской области (в районе метеостанции Гурьевск) примерно в 4 раза выше грозопоражаемости ее северной части (в районе метеостанции Яя). Указанное различие при близком среднем годовом числе грозových часов за рассматриваемый период времени (Гурьевск - 54, Яя - 58) позволяет сделать вывод, что принятая неизменной в проекте Руководящих указаний по молниезащите ВЛ удельная плотность разрядов молнии в землю (за 1 грозовой час) может существенно варьировать даже в пределах такой относительно небольшой территории.

Для подтверждения этого вывода были привлечены эксплуатационные (также за период 1966-1980 гг.) и рассчитанные данные о грозовой аварийности ВЛ 110 кВ, проходящих в районе метеостанций Гурьевск и Яя. Для того чтобы учесть различие конструктивных параметров и уровень изоляции этих линий был введен коэффициент K , равный отношению рассчитанного числа грозových отключений к эксплуатационному или отношению закладываемой в расчет удельной плотности разрядов молнии в землю ($0,067$ разряда на 1 км^2 в год за 1 грозовой час) к фактической. Среднее значение K для группы линий, проходящих в северной части Кемеровской области, составляет 4,6, а для ВЛ, проходящих в ее центральной части, 1,9. Отношение этих средних значений составляет 2,4 и характеризует относительную грозопоражаемость указанных территорий.

Инструментальные исследования с помощью счетчиков молний проводились на метеостанциях Гурьевск и Яя в течение грозových сезонов 1980 и 1981 гг. Счетчики имели амплитудно-частотную характеристику фильтра, близкую к характеристике счетчика СИПЭ 10 кГц. Среднее годовое число регистраций счетчика, установленного на метеостанции Гурьевск, в 1,6 раза превышает среднее годовое число регистраций счетчика, установленного на метеостанции Яя. При этом средняя годовая продолжительность гроз за время работы счетчиков составляет 48 и 46 ч для Гурьевска и Яя соответственно.

Приведенные данные о грозопоражаемости территории Кемеровской области, полученные из трех различных источников, указывают

на то, что удельная плотность разрядов молнии в землю (за I грозовой час) в центральной части области заметно выше, чем в северной. Этот результат, по-видимому, отражает мелкоагломерационные региональные особенности грозовых процессов в рассматриваемых районах, связанные, например, с различием их рельефа.

В 1985 г. на территории Томской области была организована опытная сеть счетчиков молний, состоящая из 6 пунктов (Катыльга, Бакчар, Парабель, Колпашево, Киреевск, Белый Яр). Были использованы счетчики СМ-8, разработанные НИИ высоких напряжений при Томском политехническом институте, для исследования пространственного распределения плотности разрядов молнии в землю в умеренных (СССР) и тропических (СРВ) условиях. Счетчик состоит из входного устройства и основного блока. Входное устройство смонтировано на приемной антенне зонтичного типа (см. выше), устанавливаемой непосредственно на поверхности земли. Основной блок устанавливается в помещении и соединяется с входным устройством с помощью кабеля.

Принимаемые антенной электромагнитные сигналы молний поступают во входное устройство, где подаются на входы двух идентичных по структуре каналов. Каждый из них содержит последовательно соединенные фильтр, усилитель, пороговое устройство, расширитель импульсов и регистратор. Сигналы после их фильтрации и усиления по току из входного устройства по кабелю поступают в основной блок на вход соответствующего порогового устройства. Если амплитуда сигнала на входе порогового устройства превышает заданный пороговый уровень, то на его входе появляется импульс, который вызывает срабатывание расширителя импульсов. Последний предназначен для исключения многократного срабатывания регистратора от од-

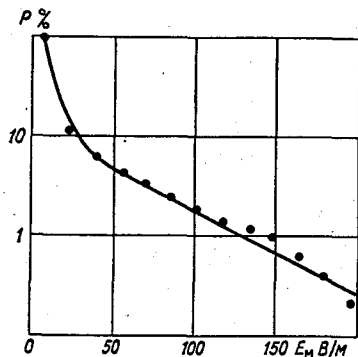


Рис.2. Распределение амплитуд атмосферных разрядов, полученное в Томской области.

ного разряда молнии. Число срабатываний расширителя импульсов подсчитывается регистратором.

Максимум амплитудно-частотной характеристики фильтра первого канала находится в области 500 Гц, а второго – в области 10 кГц. Затухание на границах в диапазоне 0,1–2,5 кГц для первого канала и в диапазоне 2–50 кГц для второго канала составляет 4,6 дБ. Порог срабатывания прибора по напряженности поля 5 В/м. Длительность импульса, вырабатываемого расширителем импульсов, 1 с. Для контроля работоспособности прибора предусмотрена возможность проверки схемы с помощью сигнала, вырабатываемого в самом приборе при нажатии кнопки "Контроль". Узел питания обеспечивает выбор режима питания прибора либо от сети переменного тока напряжением 220 В, частотой 50 Гц, либо от аккумуляторной батареи напряжением 12,6 В. Потребляемая мощность 20 Вт и меньше. Размеры основного блока 250 x 100 x 270 мм³; масса 4 кг и меньше.

Вопросы пересчета показаний счетчика в плотность разрядов молнии в землю подробно изложены в статье /II/.

Данные, полученные в 1985 г., обрабатываются. Планируется продолжить начатые исследования и оснастить счетчиками несколько дополнительных пунктов на территории Томской области. Результаты работы опытной сети счетчиков молний будут использованы для построения региональной карты плотности разрядов молнии в землю.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Базелян Э.М., Горин Б.Н., Левитов В.И. Физические и инженерные основы молниезащиты. – Л.: Гидрометеоздат, 1978.

2. Дульзон А.А., Раков В.А. Дистанционное измерение амплитуды тока молнии. – Деп. в Информэнерго, № Д/736, Томск, 1980. – 26 с.

3. Дульзон А.А., Раков В.А. Оценка погрешностей измерения амплитуды тока молнии методом рамочной антенны. – Изв. вузов СССР. Энергетика, 1980, № II, с.101–104.

4. Женихов Э.Ф., Потапкин В.И., Раков В.А. Измеритель распределений амплитуд импульсных сигналов. – Приборы и техника эксперимента, 1982, № 4, с.251.

5. Закс Л. Статистическое оценивание. – М.: Статистика, 1976. – 598 с.

6. Потапкин В.И., Раков В.А. Измерение рас-

пределения вероятностей максимумов-максимумов выбросов случайных процессов. - Измерительная техника, 1983, № 5, с.17-19.

7. Потапкин В.И., Раков В.А. О регистрации атмосфериков. - Изв. вузов СССР. Радиоэлектроника, 1982, т.ХХV, № 9, с.70.

8. Раков В.А., Дульзон А.А. О широтных особенностях грозовой деятельности. - Метеорология и гидрология, 1984, № I, с.52-57.

9. Раков В.А., Дульзон А.А. Результаты измерения амплитуд токов молнии. - Электричество, 1982, № 9, с.53-54.

10. Раков В.А., Дульзон А.А., Потапкин В.И. Разработка методики и аппаратуры для исследования распределений амплитуд токов молнии. - Труды расширенного заседания IV секции научного совета АН СССР по проблеме "Теоретические и электрофизические проблемы молнии и молниезащиты". - Баку, Элм, 1984, с.68-72.

11. Раков В.А. и др. Определение плотности разрядов молнии в землю с помощью счетчиков СИПРЭ / В.А.Раков, А.А.Дульзон, Ю.Р.Шойванов, А.Я.Кравченко. - Деп. в Информэнерго, № I885эн-Д85, Томск, 1985. - 29 с.

12. Раков В.А., Потапкин В.И., Дульзон А.А. О получении распределения амплитуд токов молнии для районов распространения многолетнемерзлых грунтов. - В кн.: Теоретические и электрофизические проблемы растекания токов в мощных заземляющих устройствах в многолетнемерзлых грунтах Крайнего Севера. - Норильск, 1982, с.156-159.

13. Anderson R., Eriksson A. Lightning parameters for engineering application. - Electra, 1980, N 69, p.65-102.

14. Berger K. et al. Parameters of lightning flashes. - Electra, 1975, N 41, p.23-37.

15. Eriksson A. Lightning and tall structures. - Trans. SAIEE, 1978, v.69, Pt.8, p.238-252.

СОДЕРЖАНИЕ

<u>К.А.Семенов</u> , Л.Г.Соколенко, Я.М.Шварц. Совместное измерение электрической плотно- сти аэрозоля и интенсивности ионообразования	3
А.И.Петров, Г.Г.Петрова. Вертикальные профили полярных электропроводностей и плотности объемно- го заряда в электродном слое атмосферы	12
А.И.Петров, Г.Г.Петрова, И.Н.Пан- чишкина. Измерения компонент вертикального атмо- сферно-электрического тока в г.Ростове-на-Дону	17
В.А.Лихтер, Ю.П.Михайловский, В.И.Шульгин. Исследование возможности использова- ния активных компенсаторов заряда самолета для повышения точности измерений напряженности электрического поля на борту самолетов Ан-12 и Ил-18 (Циклон)	23
К.С.Жупахин. О точности ротационного флюксмет- ра с синхронным детектором	34
Е.В.Чубарина, В.В.Михайловская. Определение электрической опасности облака для самолета..	40 ✓
Н.Н.Климин, О.И.Васильев. Измерение параметров облачной среды в камере туманов	48
В.Н.Морозов, А.Н.Селезнева. К обо- щению модели глобальной атмосферно-электрической цепи с учетом влияния пограничного слоя атмосферы	60
Л.Г.Махоткин, Б.К.Иньков. Появление и развитие работ по фазовым параметрам атмосфериков	75
Л.Г.Махоткин, Б.К.Иньков. Результаты сравнения фазовых параметров дальних атмосфериков	87
Л.Г.Махоткин. О статистических параметрах амплитудного распределения атмосферных помех	94
Л.Г.Махоткин. О резонансных частотах полости Земля - ионосфера	100
Г.Ф.Павлюченков. История опытов приме- нения грозоотметчиков	108
В.А.Молодых, А.В.Цветков. Частота гроз на территории СССР западнее 60° в.д. и активные процессы на Солнце	116
Б.А.Яковлев. О грозовой активности и других метеорологических явлениях в связи со приближением кометы Галлея с Землей	122

Л.Г.Махоткин, В.К.Иньков. Особенности расположения мировых грозных очагов	I29
Т.В.Лободин, Е.Н.Разова. Грозы и град в различных физико-географических условиях	I34
В.А.Камышанова, Л.В.Столярчук. Мезоструктура облачности в связи с грозами и лесными по- жарами	I40
В.А.Раков, А.А.Дульзон, Р.Ф.Есипен- ко, Ю.Р.Шойванов. Исследование грозовой дея- тельности на территории Западной Сибири	I48

Сборник научных трудов

Труды ИГО

вып. 514

Атмосферное электричество

Редактор Л. В. Царькова

Н/К

Подписано в печать 06.05.88. М-27112. Формат 60х84/16. Бумага офсетная. Печать офсетная. Усл. печ. л. 10,23. Усл.кр.-отт. 10,46. Уч.-изд.л. 9,66. Тираж 500 экз. Индекс МОЛ-164. Заказ 1892
Цена 70 коп. Заказное.

Гидрометеиздат, 199226, Ленинград, В.О., ул. Беринга, д. 38.
Московская типография № 9 НПО "Всесоюзная книжная палата" Госкомиздата СССР.

109033, Москва, Ж-33, ул. Волочаевская, д. 40.