

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И КОНТРОЛЮ
ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

ТРУДЫ
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ
им. А. И. ВОЕЙКОВА

Выпуск

401

АТМОСФЕРНОЕ ЭЛЕКТРИЧЕСТВО

Под редакцией
д-ра геогр. наук
В. П. КОЛОКОЛОВА и Л. Г. МАХОТКИНА



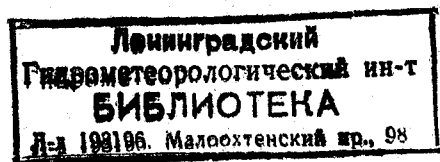
ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ • 1980

Сборник посвящен преимущественно двум темам: методике наблюдений за местными грозовыми очагами и вариациями напряженности электрического поля в атмосфере как локального, так и глобального порядка в связи с изменением различных метеорологических элементов. В разделе наблюдений за грозами особое внимание обращено на параметры атмосфериков, перспективные в отношении использования их для автоматической регистрации грозовых очагов. Вариации электрического поля исследуются с целью подхода к решению основных проблем атмосферного электричества.

Сборник предназначен как для специалистов геофизиков, так и для практиков, оперативно использующих данные о грозах.

The publication deals mainly with two subjects: observation techniques for local thunderstorm hearths and variations of electric field strength in the atmosphere both of local and global nature due to the change of different meteorological elements. In the section of observations of thunderstorms particular emphasis is placed upon spherics parameters promising for their use in automatic recording of thunderstorm hearths. Electric field variations are studied with the aim of approach to the solution of basic problems of atmospheric electricity.

The publication is meant for specialists in geophysics and practical workers using data on thunderstorms.



20807-025
А 069(02)-80 8-78(1) 1903040000

© Главная геофизическая обсерватория
им. А. И. Воейкова (ГГО), 1980 г.

166902

*В. П. Колоколов, Г. С. Згерская,
В. А. Камышанова, Г. П. Павлова*

К ВОПРОСУ ОБ ОЦЕНКЕ ЭФФЕКТИВНОСТИ АКТИВНЫХ ВОЗДЕЙСТВИЙ НА ГРОЗУ

Проблема контроля активных воздействий на грозу и оценка эффективности этих воздействий является одной из важнейших среди большого числа других, связанных с активными воздействиями.

Известно, что природная изменчивость, свойственная таким метеорологическим элементам, как осадки, град и некоторым другим, часто превышает тот эффект, который может быть достоверно оценен после активных воздействий. В меньшей, а, может быть, даже в большей степени это относится к грозам.

По аналогии с осадками при активных воздействиях на грозы, чтобы получить статистически значимые результаты, нужно будет провести или рандомизированные эксперименты, или эксперименты с помощью контрольных площадок.

Для проведения экспериментов с помощью контрольных площадок можно сконструировать модель, связывающую грозовую деятельность, характеризующую, например, числом разрядов, продолжительностью грозы или каким-либо другим параметром, в районе, подвергнутом активным воздействиям, и на контрольной площадке. Можно предположить, например, что

$$Y_i = AX_i - B \pm \Sigma, \quad (1)$$

где Y_i — параметр, определяющий грозовую деятельность в районе воздействий; X_i — параметр, определяющий грозовую деятельность на контрольной площадке; A и B — постоянные параметры, определяемые с помощью конструируемой модели; Σ — случайный шум (в нашем случае — средние квадратические отклонения параметра, определяющего грозовую деятельность).

В свою очередь Σ состоит из двух компонент, т. е.

$$\Sigma = \sqrt{\sigma_1^2 + \sigma_2^2}. \quad (2)$$

Здесь σ_1 — шум в источнике, т. е. в грозовом очаге, или, иначе

говоря, среднее квадратическое отклонение параметра, определяющего грозовую деятельность в источнике (в нашем случае — средние квадратические отклонения числа молниевых разрядов); σ_2 — случайный шум (среднее квадратическое отклонение), вызванный неточностью определения координат грозовых разрядов.

Аналогично этому можно поступать при проведении рандомизированных наблюдений. Следует заметить, что рабочая гипотеза, описываемая выражением (1), предлагается нами в возможно простейшем виде. Не исключено, что зависимость между Y и X не будет носить линейный характер. На этот вопрос ответ может дать только эксперимент, широко поставленный в природных условиях.

Таблица 1

**Данные о грозовой деятельности, полученные
в Воейкове в 1971 г.**

Тип грозорегистратора	Число случаев	$\bar{N}$	σ	C_v %
ПРГ-15	27	20	35	175
ПРГ-100	72	50	112	211

Примечание. $\bar{N}$ — среднее число разрядов на одну грозу, σ — среднее квадратическое отклонение, C_v — коэффициент вариации.

Грозовая деятельность в заданном районе может изменяться со временем. Эти изменения могут быть восприняты как положительные результаты активных воздействий. Это обстоятельство может быть проверено путем установления регрессии между грозовой деятельностью в районе воздействий и в контрольном районе. Одновременно следует рассмотреть эту зависимость в условиях, когда воздействие отсутствует.

Как следует из рассмотрения выражения (1), для того чтобы сделать уверенное заключение об эффективности метода воздействия на грозовые процессы, необходимо, чтобы случайный шум был, по крайней мере, меньше, чем сама исследуемая величина, т. е. $\Sigma < X$.

В действительности величина естественного шума, наблюдаемого в природных условиях, очень часто превышает измеряемую величину и может меняться в зависимости от ряда причин: физико-географических условий, длительности ряда наблюдений, площади наблюдений и других.

Это обстоятельство создает существенные трудности при оценке эффективности воздействия на грозовые процессы.

Рассмотрим конкретные условия, в которых протекает грозовая деятельность, для того, чтобы определить величину шума,

оцениваемую в данном случае величиной среднего квадратического отклонения или коэффициентом вариации.

Начнем с рассмотрения данных о грозовой деятельности, полученных в Воейкове на научной экспериментальной базе ГГО в 1971 г. Эта грозовая деятельность будет характеризоваться числом грозовых разрядов, зарегистрированных грозорегистраторами системы ГГО [1].

Были использованы приборы ПРГ-15 и ПРГ-100, имеющие радиус действия 15 и 100 км.

Результаты наблюдений представлены в табл. 1.

Как следует из рассмотрения данных, приведенных в табл. 1, среднее квадратическое отклонение намного превышает среднее число разрядов, приведенных на одну грозу.

Таблица 2

Величина изменчивости (среднее квадратическое отклонение и коэффициент вариации) продолжительности гроз в Воейково

Годы	Число случаев	Средняя продолжительность грозы, ч	σ	C_p %
1971	16	1,13	1,31	117
1972	19	1,49	1,41	95
1971—1972	35	1,32	1,36	103
1973—1975	49	1,11	1,03	93

Другим примером изменчивости грозовой деятельности может служить продолжительность гроз. В качестве примера приводим данные о продолжительности гроз и их изменчивости в Воейкове за ряд лет (табл. 2). И в этом случае естественный шум достигает больших значений, так как среднее квадратическое отклонение по величине сравнимо со средним значением продолжительности гроз, хотя коэффициент вариации здесь значительно меньше.

Итак, можно констатировать, что изменчивость грозовой деятельности для Ленинграда велика. Так, среднее квадратическое отклонение числа грозовых разрядов за один сезон (см. табл. 1) составляет порядка 200%, а для продолжительности гроз за два-три сезона — порядка 100% (см. табл. 2), причем σ и C_p для продолжительности гроз мало меняется, в зависимости от того, какой взят интервал времени — один год или несколько лет.

Ленинград относится к районам с умеренной грозовой деятельностью и здесь величина изменчивости очень велика.

Возникает вопрос, какова изменчивость гроз в районах с интенсивной грозовой деятельностью? Для примера рассмотрим один из районов Молдавии (табл. 3).

И в этом случае величины изменчивости, характеризующие σ и C_v , остаются большими (коэффициент вариации превышает 100%). При рассмотрении числа грозовых разрядов и их изменчивости в отдельных грозах мы ограничивались короткими рядами наблюдений, равными одному сезону.

Посмотрим, как меняются статистические характеристики грозовой деятельности, если временной ряд наблюдений будет возрастать. Используем для этого данные наблюдений, проводившихся в Ленинградской области. В табл. 4 приводятся значения коэффициентов вариации грозовых параметров в различных пунктах Ленинградской области, наблюдения проводились в течение 5—7 лет.

Таблица 3

Число грозовых разрядов и их изменчивость, полученные в 1973 г. в Молдавии (Корнешты)

Тип грозорегистратора	Число гроз	$\bar{W}$	σ	C_v %
KY-15	33	16	19	119
KY-30	40	38	52	136

Коэффициент вариации числа разрядов составляет около 50%, продолжительности гроз — 21—34%. Однако для получения этих величин потребовалось рассмотреть несколько сот случаев!

Как следует из рассмотрения выше приведенных данных об изменчивости грозовой деятельности, в особенности числа грозовых разрядов, чтобы получить статистически достоверную величину среднего значения числа разрядов, которое необходимо знать для оценки эффективности активных воздействий на грозовые процессы, нужен ряд наблюдений, включающий в себя несколько

Таблица 4

Коэффициенты вариаций C_v (в %) числа разрядов (C'_v), числа дней с грозой (C''_v) и продолжительности гроз (C'''_v)

Станция	Длительность ряда (число лет)	C'_v	C''_v	C'''_v
Воейково	7	50	21,3	26,9
Будогощь	6	64	19,5	21,1
Кингисепп	5	65	21,9	33,7
Новая Ладога	7	45	15,7	24,6

сот случаев! Очевидно, этот путь мало эффективен. Есть ли другой путь? Может быть, следует отдать предпочтение длинному ряду наблюдений, полученному на одном или малом числе пунктов, оснащенных грозорегистраторами, короткому ряду, но на большем числе пунктов, оснащенных теми же приборами?

Чтобы ответить на этот вопрос, обратимся к экспериментальным данным. Для этого были найдены среднее квадратическое отклонение и коэффициент вариации числа грозовых разрядов в грозах, зарегистрированных в 1975 г. в трех пунктах Ленинградской области: Ефимовская (интенсивная грозовая деятельность), Воейково, Белогорка (Сиверская, умеренная грозовая деятельность). В табл. 5 представлены результаты наблюдений грозовой деятельности и ее изменчивости в этих пунктах.

Таблица 5

Число грозовых разрядов и их изменчивость, полученная в 1974—1975 гг. в Ленинградской области

Станция	Число гроз	N	σ	C_v %
Ефимовская	60	159	256	161
Воейково	46	73	124	170
Белогорка	40	106	216	204

Одновременно с этим нами был рассмотрен случай, когда наблюдения велись на сравнительно большом числе пунктов (порядка десяти) Ленинградской области, оснащенных приборами ПРГ-100, но с той лишь разницей, что эти данные группировались по синоптическим ситуациям — фронтальным образованиям. В качестве примера приводим результаты исследований для различных синоптических положений (табл. 6).

Как следует из рассмотрения таблицы, коэффициент вариации грозовой деятельности, оцениваемой числом грозовых разря-

Таблица 6

Среднее квадратическое отклонение и коэффициент вариации числа грозовых разрядов, генерируемых грозами, различных фронтальных образований в Ленинградской области

Синоптическое положение	Число случаев	C_v %
Холодный фронт	60	95
Фронт окклюзии	31	65
Вторичный холодный фронт . . .	17	37

дов, измеряемых не в точке, а на площади (на территории Ленинградской области), хотя и остается достаточно большим, но он значительно меньше, чем коэффициенты вариации числа разрядов для отдельных пунктов (см. табл. 4 и 5).

Результаты регистрации числа грозовых разрядов счетчиками молний (грозорегистраторами), как это следует из приведенных выше данных, доказывают, что дисперсия во всех случаях велика (коэффициент вариации достигает 200%).

Представляется, что один из способов уменьшения величины σ состоит в том, что с помощью дальнометрической и пеленгационной аппаратуры можно исключить или хотя бы уменьшить компоненту шума, обозначенную выше σ_2 в выражении (2), так как эти устройства позволят с нужной точностью определять координаты грозовых очагов, на которые производятся воздействия.

Следующий вопрос, который рассматривался в данной работе, — это возможность установления связи между числом грозовых разрядов, синоптическими ситуациями и аэрологическими параметрами гроз с целью построения типовых грозовых положений. Эти зависимости важно знать для возможности активного воздействия на облачные системы в различных синоптических положениях.

Исходным материалом для этой работы послужили почасовые данные грозорегистраторов ПРГ-100 по Ленинградской области за грозовые сезоны 1971—1975 гг. Грозорегистраторы ПРГ-100 были размещены в следующих пунктах Ленинградской области: Воейково, Новая Ладога, Будогощь, Тихвин, Белогорка (Сиверская), Кингисепп, Новгород, Любань, Ефимовская.

Для выявления синоптических положений были проанализированы синоптические карты (кольцовки). Были просмотрены все фронты, сопровождающиеся грозами, прошедшие через территорию Ленинградской области за периоды теплого (с мая по сентябрь) полугодия с 1971 по 1975 г.

Все встретившиеся за этот период синоптические положения были классифицированы по следующим типам:

- 1) холодные фронты,
- 2) вторичные холодные фронты,
- 3) теплые фронты,
- 4) фронты окклюзии,
- 5) внутримассовые грозы.

Методика обработки материалов состояла в следующем: выбирались четко выраженные синоптические ситуации, наблюдаемые над Ленинградской областью. Для этих случаев делалась выборка числа грозовых разрядов, если грозы наблюдались на трех станциях и более. В противном случае данные отбраковывались. Затем число разрядов, приходящееся на одну грозу или на один грозовой час, приводилось к одной станции путем деления суммы числа разрядов на число станций, на которых грозы наблюдались в этот день.

Результаты наблюдений за грозовой деятельностью в Ленинградской области за период с 1971 по 1975 г. сведены в табл. 7.

Степень развития системы грозовых облаков, т. е. активность воздушной массы, мы попытались охарактеризовать в первом приближении следующими параметрами:

- 1) высотой уровня конвекции,
- 2) скоростью конвективного потока,
- 3) дефицитом точки росы.

Аэрологические диаграммы позволяют вычислить эти характеристики состояния атмосферы.

Таблица 7

Грозовая деятельность в связи с аэрологическими характеристиками при различных синоптических ситуациях

Синоптическое положение	N	W м/с	$\Sigma T - T_d$	H км	ΔT на AT_{850}	ΔT на OT_{1000}^{500}	Число случаев
Холодный фронт	40	10	16	9	4	4	59
Вторичный холодный фронт . .	24	8	23	7	2,1	2,5	10
Фронт окклюзии	31	9	20	9	3,6	4	12
Теплый фронт	26	8	22	7	3	3	5
Внутримассовая гроза	27	5	16	9	2	2,6	11

Примечание. N — число грозовых разрядов, W — скорость конвективного потока, $\Sigma T - T_d$ — дефицит точки росы, H — уровень конвекции, ΔT — контрасты температуры по картам барической и относительной топографии.

Для того чтобы судить о степени неустойчивости фронтальных воздушных масс, определялись контрасты температур теплого и холодного воздуха на расстоянии 250 км по обе стороны от фронта по картам барической топографии AT_{850} и картам относительной топографии OT_{1000}^{500} .

Анализ данных табл. 7 показывает, что 80% всех гроз связано с атмосферными фронтами. Наибольшее число грозовых разрядов — 40 разряд/ч — отмечалось на основном холодном фронте, в 2 раза меньше разрядов — на вторичном холодном фронте, 31 разряд/ч наблюдался на фронтах окклюзии и 26 разряд/ч отмечалось на теплых фронтах.

При развитии внутримассовых гроз наблюдается наименьшее число разрядов. Была исследована зависимость числа грозовых разрядов N от аэрологических характеристик — скорости конвективного потока W , уровня конвекции H и от дефицита точки росы $\Sigma T - T_d$ на трех уровнях. Наиболее показательна связь между числом грозовых разрядов N , приходящихся на один час с грозой, и средней скоростью конвективного потока W , которая отражает величину энергии неустойчивости. Эта зависимость может

быть аппроксимирована простым выражением при $W \geq 8$ м/с, когда начинаются грозы,

$$N = 0,4 W^2. \quad (3)$$

Выводы

1. При оценке эффективности воздействия на грозовые процессы с помощью грозорегистраторов необходимо учитывать дополнительный шум, который появляется вследствие недостаточной точности определения координат грозового очага.

2. Интенсивность грозы при активном воздействии на облачные системы зависит от вида фронта.

3. Для определения активности воздушной массы были вычислены средние параметры грозовой интенсивности (ΔT , W , H) для каждого вида и в результате получена формула $N = 0,4 W^2$.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Колоколов В. П., Шварц Я. М. Методы наблюдений элементов атмосферного электричества. Обнинск, ВНИИГМИ—МЦД, 1976, с. 48.
2. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды, ч. 1. — Л.: Гидрометеониздат, 1964.

Л. Г. Махоткин

ДНИ С ГРОЗОЙ, ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТЬ ГРОЗ И ЧИСЛО РАЗРЯДОВ

При обработке результатов метеорологических наблюдений уже давно было принято регулярно подсчитывать число дней с различными явлениями (дождем, снегом, туманом, росой, радугой и т. д.), а также и число дней с грозой. В большинстве случаев данные о числе дней с различными явлениями имели лишь вспомогательное значение при климатологической характеристике погодных условий в разных местах. Однако некоторые из этих данных представляли значительный научный интерес (по числу дней с полярными сияниями были получены важные геофизические выводы об особенностях их географического распределения) или приобрели позднее большое практическое значение (для транспорта оказались очень нужными сведения о повторяемости туманов и дымки).

В совершенно особом положении оказались данные о числе дней с грозой. Вероятно, никто не пытался сделать расчет количества осадков по числу дней с дождем, так как методика непосредственного измерения осадков и интерпретации полученных данных была достаточно ясна уже давно. Например, в Корее дождемер был изобретен еще в 1442 г. и уже в XV в. организована государственная сеть наблюдений за распределением дождей (данные наблюдений по методике, близкой к современной, сохранились с 1770 г.) [1]. Между тем по числу дней с грозой сначала в неявной форме, а потом и непосредственно начали оценивать и приближенно подсчитывать среднее число разрядов молний на единицу площади. Действительно, нормирование мероприятий по грозозащите линий электропередачи в зависимости от числа дней с грозой в неявной форме связывает этот параметр с числом разрядов. Кроме того, начали выводиться эмпирические соотношения и формулы, непосредственно связывающие число разрядов с числом дней с грозой. После введения в 30-х годах более подробных записей примечаний в основных метео-

рологических таблицах (с указанием времени начала и конца каждого явления) стали накапливаться материалы, по которым можно было подсчитать общую продолжительность гроз по наблюдениям каждой метеостанции. Данные о суммарной продолжительности гроз, относящиеся к значительно более короткому периоду по сравнению с данными о числе дней с грозой и начала менее однородные вследствие различного режима работы метеостанций, хотя и не давались непосредственно в основных метеорологических таблицах, но все же общая продолжительность гроз подсчитывалась при специально проводимой дополнительной обработке архивных материалов, и эти данные использовались потом для оценки числа разрядов.

Таким образом, в настоящее время местная грозовая деятельность характеризуется тремя параметрами, обычно в большей или меньшей степени противопоставляемыми друг другу, хотя третий параметр (число разрядов) почти всегда оценивается лишь косвенно по данным о величине первого параметра (число дней с грозой) или, реже, по второму параметру (продолжительность гроз). Лишь недавно удалось подойти к пониманию того, что основной причиной, препятствующей постановке инструментальных наблюдений за числом грозových разрядов и введению этого метеорологического элемента в метеорологические таблицы, было не отсутствие соответствующих приборов, а отсутствие методики для достаточно уверенной интерпретации результатов измерений. Введение инструментальных наблюдений за числом грозových разрядов на всех метеостанциях является делом самого ближайшего будущего, но для накопления материалов потребуется более продолжительное время.

В связи с применением в ряде работ эмпирических формул для пересчета различных параметров могут быть отмечены формальные трудности, возникающие из-за различного смысла, приписываемого этим параметрам. Действительно, в литературе указывалось на распространенность такого мнения, что число дней с грозой является очень ограниченной характеристикой, значение которой в смысле количественной меры грозовой активности иногда полностью отрицалось, тогда как другие авторы считают это число конкретной количественной мерой грозовой активности [3]. Поэтому целесообразно посмотреть с общей точки зрения, что может лежать в основе связи указанных выше параметров.

Выберем достаточно длинный период времени (например, год) и разделим его на некоторое число (x) одинаковых интервалов, причем по условию $x \geq 1$. Среди всех полученных интервалов можно выделить только те, в пределах которых отмечалось рассматриваемое явление, т. е. в каждом из них наблюдалась хотя бы одна молния. В результате подсчета числа таких занятых интервалов определяется некоторая неубывающая функция $y(x)$, которая, очевидно, не может возрастать по порядку быстрее, чем x . Практически функция $y(x)$ не будет представляться плавной кривой, но для получения сравнительных оценок различных ха-

рактических аппроксимируем сначала ее сглаженный ход простой степенной зависимостью $y \sim (x)^q$, где показатель q , заключенный в соответствии со сделанным выше замечанием в пределах $0 < q < 1$, будет меняться в зависимости от среднего уровня грозовой деятельности. Если бы выбранное явление (в данном случае молния) в течение всего рассматриваемого периода повторялось через одинаковые интервалы времени, то тогда получилась бы функция $y(x) = x$ при $x \leq g^*$ и $y(x) = g^*$ при $x \geq g^*$, где g^* — общее число наблюдавшихся молний. В действительности интервалы между молниями изменяются в чрезвычайно широких пределах, поэтому $y(x)$ возрастает медленнее, чем x , и это уже учитывается сделанным выше допущением $y(x) \sim (x)^q$ (заметьте, что с подобными изменениями интервалов на пять порядков и больше встречаются, например, в технике связи [2], но там функция $y(x)$ не рассматривается). Теперь требуется еще учесть ограниченность значений $y(x)$, что проще всего сделать с помощью элементарного выражения, близкого сначала к $(x)^q$ и стремящегося к некоторой предельной величине g при неограниченном возрастании значений x :

$$y(x) = \frac{(x)^q}{1 + \frac{(x)^q}{g}}. \quad (1)$$

Далее нужно обратить внимание на то, что коэффициент $1/g$, стоящий в знаменателе выражения (1), так же как показатель q , зависит от уровня грозовой деятельности, при повышении которого величина g должна возрастать. Принимая поэтому $1/g = c/(a)^q$, где c и a — некоторые постоянные коэффициенты, можно, согласно (1), написать:

$$y(x) = \frac{(x)^q}{1 + c \left(\frac{x}{a} \right)^q}. \quad (2)$$

Так как предельное значение $y(x)$ получается при $x = \infty$, а практически встречаются всегда хотя и большие, но все же конечные значения x , целесообразно ориентироваться на квазипредельное значение $y(x^*)$, которое при расхождении с $y(\infty)$ на 10% не будет отличаться от него в пределах весьма ограниченной точности подобных оценок. Тогда на основании соотношения (2) получается равенство

$$0,9 \frac{(a)^q}{c} = \frac{(x^*)^q}{1 + c \left(\frac{x^*}{a} \right)^q}, \quad (3)$$

из которого следует соотношение $\frac{9}{c} (a)^q = (x^*)^q$, показывающее, что имеется такое удобное значение коэффициента $c=9$, когда при любом показателе q коэффициент a соответствует просто квази-

предельному числу интервалов ($a=x^*$). Для дальнейших оценок, конечно, достаточно ограничиться выбором округленного значения $a=10$. В заключение остается перейти тот рубеж, за которым нужно уже обращаться к конкретным данным, характеризующим в самых общих чертах наблюдаемую грозовую деятельность. Это необходимо для выбора параметра $a=x^*$, т. е. такого числа интервалов в году, при котором в пределах одного интервала может наблюдаться обычно не более одной молнии. В таком случае дальнейшее увеличение общего числа интервалов не приведет к существенному увеличению числа занятых интервалов $y(x)$.

Учитывая, что число дней с грозой и продолжительность гроз определяются до сих пор по данным бесприборных наблюдений

Таблица 1

Зависимость вычисленных значений $y(x)$ от q и x

x	Показатель q								
	0,1*	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
12	0,3	1	2	2	3	4	6	7	9
365	0,3	1	3	7	16	32	59	110	200
8800	0,3	1	4	15	48	146	421	1200	3 100
10^6	0,4	1	6	23	91	360	1400	5800	23 000

и что гром редко слышен на расстояниях более 10 км (по инструкции грозы отмечаются только при наличии грома), можно считать, что «эффективный радиус» таких наблюдений составляет всего несколько километров, т. е. не превышает эффективный радиус действия счетчика СИГРЭ (Международной конференции по большим электрическим системам). По полученным недавно литературным данным [5], даже в Южной Африке интервалы между молниями, отмеченными счетчиком СИГРЭ, большей частью превышают 0,5 мин. Так как интервал длиной 0,5 мин получается при делении года на $1,052 \cdot 10^6$, или округленно 10^6 частей, на основании этих приближенных оценок примем $x^*=a=10^6$. В итоге после подстановки в выражение (2) соответствующих значений коэффициентов $c=10$ и $a=10^6$ получается:

$$y(x) = \frac{(x)^q}{1 + 10 \left(\frac{x}{10^6} \right)^q} \quad (4)$$

При определенных значениях аргумента x функция $y(x)$ порождает приближенные оценки ряда параметров: числа месяцев с грозой (при $x=12$), числа дней с грозой (при $x=365$), продолжительности гроз в часах (при $x=365 \cdot 24 \approx 8800$) и числа разрядов при ($x=10^6$). В табл. 1 приведены значения этой функции, вычисленные по формуле (4) при различных значениях по-

казателя q , характеризующего средний уровень местной грозовой деятельности.

По вычисленным оценкам числа дней с грозой T , которые представлены в табл. 1 значениями y (365), очень низкому уровню грозовой активности соответствуют значения $q \leq 0,3$, при среднем уровне $0,4 \leq q \leq 0,7$ и при очень высоком уровне $q \sim 0,8 \div 0,9$. Чтобы сравнить полученные ориентировочные оценки продолжительности гроз (Π) и числа разрядов (N) с обычно наблюдаемыми осредненными данными, можно воспользоваться эмпирическими формулами, связывающими значения Π и N с числом дней с грозой (T). В табл. 2 в строчках, обозначенных буквой «а», для ряда значений T даны величины Π и N , вычисленные по эмпириче-

Таблица 2

Сравнение оценок Π и N с опытными данными

Параметр	Число дней с грозой						
	3	7	16	32	59	110	200
Π а	3	10	28	69	151	350	740
б	4	15	48	146	421	1200	3 100
N а	42	135	363	910	2000	4600	9 600
б	6	23	91	360	1400	5800	23 000

ским формулам $\Pi = 0,76T^{1,3}$ и $N = 10T^{1,3}$, взятым из статьи [3], а в строчках, обозначенных буквой «б», — ориентировочные оценки $\Pi \sim y$ (8800) и $N \sim y$ (10^6), взятые из табл. 1. Величины N , вычисленные по указанной эмпирической формуле, относятся к площади 100 км², которая примерно соответствует площади, охватываемой при бесприборных наблюдениях за грозами с «эффективным радиусом» порядка 5—10 км.

Как видно из табл. 2, оценка продолжительности гроз по функции $y(x)$ дает величины, завышенные в среднем в 2—3 раза по сравнению со сглаженными и осредненными экспериментальными данными, а оценки N преимущественно занижены в несколько раз. Одновременно отмечается явная тенденция к завышению оценок Π и N по функции $y(x)$ при больших T по сравнению с заниженными значениями при малых T .

Однако было бы слишком оптимистично надеяться на то, что на основании самых простых и преимущественно отвлеченных соображений можно вычислить ряд характеристик грозовой деятельности, вполне согласующихся количественно с экспериментальными данными, полученными в результате обработки длительных наблюдений большого числа станций. Отходя от обычных требований к точности расчетных данных, пока еще не обеспеченной в данном случае из-за упрощений, сделанных при первом подходе к выяснению встречающихся здесь статистических

закономерностей, целесообразно обратиться от попарного сопоставления одинаковых параметров к сравнению соотношений, связывающих различные параметры между собой как по экспериментальным данным, так и по полученным сейчас ориентировочным оценкам.

Связь между приведенными в табл. 2 в строчке «б» расчетными значениями продолжительности P и числом дней T вполне удовлетворительно аппроксимируется соотношением $P \approx 0,9T^{1,5}$, которое оказывается по своему типу весьма близким к упомянутому уже эмпирическому соотношению $P \approx 0,76T^{1,3}$. Расчетные значения числа разрядов N также связаны с числом дней T степенной зависимостью $N \approx 0,5T^{1,9}$, однако ее численные параметры значительно отклоняются от параметров аналогичной эмпирической зависимости $N \approx 10T^{1,3}$. Тем не менее наметившаяся уже аналогия при самом упрощенном подходе к определению конкретного вида производящей функции $y(x)$ служит достаточным основанием для вывода о наличии резервов для дальнейшего повышения сходимости расчетных оценок с осредненными экспериментальными зависимостями. Поэтому продолжение начатой работы с целью уточнения аналитического выражения для функции $y(x)$ представляет вполне определенный интерес.

Совместное рассмотрение с единой позиции трех характеристик грозовой деятельности снимает вопрос об их различии (по существу они однотипны). Переходя к особенно наглядным геометрическим представлениям, можно сказать, что одна и та же величина измеряется то грубой линейкой с очень большими делениями, то линейками со все более мелкими делениями. Размеру делений линейки в данном случае соответствует длительность интервала (день, час и т. д.), принимаемого во внимание при определении отдельных характеристик. Конечно, точность результатов таких измерений будет весьма различной — переход от числа дней к продолжительности гроз влечет повышение точности не менее чем на порядок, а переход к непосредственному определению числа разрядов эквивалентен теоретически повышению точности примерно на три порядка.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аракава Х. Изменения климата. — Л.: Гидрометеиздат, 1975. — 103 с.
2. Бомштейн Б. Д., Киселев Л. К., Моргачев Е. Т. Методы борьбы с помехами в каналах проводной связи. — М.: Связь, 1975. — 245 с.
3. Колоколов В. П., Павлова Г. П. Соотношения между некоторыми грозowymi параметрами. — Труды ГГО, 1972, вып. 277, с. 38—41.
4. Филиппов А. Х. Грозы Восточной Сибири. — Л.: Гидрометеиздат, 1974. 75 с.
5. Eriksson A. J. The measurement of lightning and thunderstorm parameters. CSIR special report. ELEK 51, Pretoria, 1974, 30 p.

Г. П. Лещенко, Л. Г. Махоткин

ИЗМЕНЕНИЕ ЧИСЛА ДНЕЙ С ГРОЗОЙ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ПЛОЩАДИ ОХВАТЫВАЕМОГО РАЙОНА

206991
Для характеристики местной грозовой деятельности практически требуются данные не только о числе дней с грозой в отдельных пунктах, но и о повторяемости гроз в районах радиусом до 200 км. В работе [3], посвященной исследованию этого вопроса, было показано, что число дней с грозами в радиусе 100 км в 2—3 раза, а в радиусе 200 км в 3—4 раза больше числа дней с грозами в пункте наблюдений, но найденная закономерность не была представлена какой-либо формулой, характеризующей зависимость этого числа от размера района. Позднее для описания рассматриваемой зависимости были предложены два эмпирических выражения: экспоненциальное [2] и логарифмическое [1]. Первое из этих выражений имеет вид

$$\frac{T'(S)}{30,5} = 1 - e^{-\frac{T'R}{30,5 \cdot 1,5r}}, \quad (1)$$

где $T'(S)$ — среднее месячное число дней с грозами на площади круга радиусом R ; r — радиус круга, в пределах которого грозы обнаруживаются наблюдателем пункта (метеостанция); T' — среднее месячное число дней с грозой по наблюдениям в одном пункте; число 30,5 взято равным среднему числу дней в месяце, так как отклонение от него порядка 1,5% для отдельных месяцев грозового сезона в северном полушарии лежит в пределах возможной точности этой формулы. Коэффициент 1,5 при r , стоящий в экспоненте формулы (1), введен в [2] в качестве поправки, относящейся к данной густоте сети метеостанций. Для самой станции, т. е. при $R=r$ и $T'(S)=T'$, эта поправка, очевидно, исключается, и тогда из формулы (1) следует, что

$$\left(\frac{T'}{30,5}\right) = 1 - e^{-\left(\frac{T'}{30,5}\right)}, \quad (2)$$

хотя вообще

$$x \neq 1 - e^{-x}. \quad (3)$$

Неопределенность условий введения поправочного коэффициента и отсутствие самосогласованности формулы (1) затрудняют ее интерпретацию. Позднее была предложена логарифмическая формула для среднего годового числа дней с грозой $T^*(S)$, которая с принятыми здесь обозначениями имеет вид:

$$T^*(S) = T^* + q \lg S, \quad (4)$$

где q — некоторый постоянный коэффициент; T^* — по аналогии с средним месячным числом T' среднее годовое число дней с грозой на одной метеостанции. Очевидно, что формула такого типа получается при допущении

$$\frac{d[T^*(S)]}{dS} = \frac{q}{S}, \quad (5)$$

причем наличие особенности в точке $S=0$ вызывает преимущественно теоретические опасения. Зато равенство значений $T^*(S)$ и T^* при условии $\lg S=0$, т. е. когда $S=1 \text{ км}^2$ и $R=r \approx 0,6 \text{ км}$, нельзя уже практически согласовать с оценкой реальной дальности наблюдений за грозами на метеостанциях, приводящей к величине r другого порядка.

При подходе к выяснению типа зависимости $T(S)$ от S с самой общей точки зрения обратим внимание только на размер шкалы рассматриваемой функции и ее аргумента, значения $T(S)$ принципиально ограничены вполне определенными и сравнительно небольшими числами (365 — для года и 31 — для месяца), тогда как S формально ограничений не имеет или ограничена практически для Земли очень большой величиной. Поэтому естественно взять для сопоставления с S вместо монотонно возрастающей, но ограниченной функции $T(S)$, тесно связанную с ней неограниченную и монотонно возрастающую функцию $T(S)/t(S)$, где $t(S) = a' - T(S)$, причем a' — календарная продолжительность грозового сезона или соответственно число дней в отдельные месяцы этого сезона. Самую простую аппроксимацию изменения отношения числа дней с грозами $T(S)$ к числу дней без гроз $t(S)$ дает линейная зависимость от S :

$$\frac{T(S)}{a' - T(S)} = b'S, \quad (6)$$

где b' — некоторый коэффициент. Решая уравнение (6) относительно $T(S)$, получаем формулу для $T(S)$ следующего типа:

$$T(S) = \frac{aS}{b + S}, \quad (7)$$

в которой введены обозначения $a = a'$, $b = 1/b'$. В этой формуле, выведенной без привлечения конкретных данных о рассматри-

ваемом явлении, содержится всего один свободный коэффициент b , если требовать строгого выполнения условия $a' = a$. Практически такое условие является слишком жестким и достаточно допустить $a \sim a'$, не задавая его величину заранее, тогда оба коэффициента (как b , так и a) должны определяться по экспериментальным данным. В соответствии с формулой (7) величины $[1/T(S)]$ и $(1/S)$ связаны между собой линейной зависимостью

$$\left[\frac{1}{T(S)} \right] = \frac{b}{a} \left[\frac{1}{S} \right] + \frac{1}{a}, \quad (8)$$

представляемой на графике с такими координатами прямой линией. Значения коэффициентов a и b при наличии ряда экспериментальных данных удобнее всего находить по средней прямой, проведенной на таком графике. В случае только двух парных значений $T(S)$ и S искомые коэффициенты определяются в результате решения системы из двух линейных уравнений (8).

Так как при определении коэффициентов формулы (7) не используются данные о числе дней с грозой T на одной метеостанции, появляется возможность найти расчетным способом r_1 — радиус круга с такой площадью S , для которой $T(S) = T$. Формулу для r_1 легко получить из уравнения (7) при решении его относительно S с последующей подстановкой T вместо $T(S)$:

$$r_1 = 18 \sqrt{\frac{bT}{a - T}}, \quad (9)$$

в которой r_1 выражено в км, а коэффициенты a и b определены для значений S , выраженных в тысячах км².

В табл. 1 представлен ряд конкретных значений коэффициентов формулы (7), найденных по данным наблюдений в течение

Таблица 1

Сезонные значения коэффициентов формулы (7) для различных районов

Район	a	b	r_1 км	Годы	Месяцы	n	$R_{\max}$ км
Поволжье							
район I	81	19	43	1946—1950	VI—VIII	35—45	200
район II	77	21	41	1946—1950	VI—VIII	35—45	200
район III	72	16	39	1946—1950	VI—VIII	35—45	200
Ленинградская обл.	72	37	53	1958—1960	VI—VIII		300
Калининская обл.	81	24	50	1958—1962	VI—VIII		300
Кривой Рог	79	17	51	1961—1967	V—VIII		100
То же	85	0,74	10	1969—1970	V—VIII	403	70
"	73	0,09	4	1961—1967	V—VIII	360	35
Жовтневое	83	0,66	10	1969—1970	V—VIII	139	35

ние летнего периода, приведенных в [1, 2, 3, 5] для отдельных районов. Кроме указания периодов, к которым относятся исходные данные, число станций и постов (n) и размеров соответствующих районов (характеризуемых радиусом $R_{\max}$), в этой таблице приведены также вычисленные по формуле (9) значения r_1 . Как видно из табл. 1, коэффициент a изменяется сравнительно мало, колеблясь около среднего значения 78 в пределах $\pm 10\%$, так что сделанное выше ориентировочное допущение $a \sim a'$ практически оправдывается, причем, как и следовало ожидать, a оказывается всегда в этих условиях меньше общего числа дней a' . Коэффициент b колеблется в значительно более широких пределах и особенно резко изменяется при переходе от обычной метеорологической сети к очень плотной сети станций и постов в районе полигона УкрНИГМИ. По наблюдениям такой уплотненной сети были получены данные, помещенные в последних трех строках табл. 1.

Из определения радиуса r_1 может сначала показаться, что он соответствует радиусу обнаружения гроз на метеостанции (r), который уже встречался выше.

В работе [2] грубая оценка радиуса r была сделана путем сопоставления данных радиолокационных наблюдений с наблюдениями пяти метеостанций за девять выбранных дней, причем в 5 случаях $r > 15$ км, в 4 случаях $r = 20$ км, а среднее значение r взято равным 20 км. Поправочный множитель 1,5, имеющийся в формуле (1), увеличивает это значение радиуса до 30 км, что сближает значения r и r_1 , полученные разными методами. Однако расчетный r_1 в действительности при существующей методике визуальных наблюдений не связан с радиусом обнаружения, а характеризует в общих чертах, если отвлечься от частных вариаций, плотность метеорологической сети и близок по порядку к расстоянию между станциями. Это вполне определенно доказывается сопоставлением данных для района Кривого Рога, где по обычной сети Украинского УГКС получается значение r_1 такого же порядка, как и в других районах, а по наиболее плотной сети на порядок меньше (табл. 1). Резко понижены также значения r_1 и b для Жовтневого, полученные с учетом наблюдений пунктов метеорологического полигона.

Основная формула (7) может быть дополнительно использована для характеристики результатов регулярных инструментальных наблюдений, впервые проведенные в Кировограде с помощью панорамного регистратора гроз [5]. При обработке записей панорамного регистратора было подсчитано число дней с грозой в радиусе 50 и 200 км. По этим данным получились следующие значения коэффициентов формулы (7): $a = 96$, $b = 2$, а $r_1 = 16$ км, так что однопунктные инструментальные наблюдения характеризуются параметрами, которые приближаются к величинам, типичным не для обычной метеорологической сети, а для значительно более плотной сети метеорологического полигона.

При использовании формулы (7) для характеристики зависимости месячного числа дней с грозой от площади охватываемого района существенно изменяются (не считая частных нерегулярных колебаний) только значения коэффициента a . Как видно из сопоставления данных табл. 1 и 2, коэффициент a уменьшается приблизительно в три раза в соответствии с примерным уменьшением рассматриваемых периодов. Значения коэффициентов формулы (7), представленные в табл. 2, были вычислены по экспериментальным данным, приведенным в [2, 3, 4].

Напомним, что приведенные значения коэффициентов относятся всегда к площади S , выраженной в тысячах км². Как и в табл. 1, в табл. 2 выделяются величины b и r_1 , полученные для Кривого Рога по наблюдениям на метеорологическом полигоне.

Таблица 2

Месячные значения коэффициентов формулы (7) и радиуса r_1

Район	Июнь			Июль			Август		
	a	b	r_1	a	b	r_1	a	b	r_1
Поволжье									
район I	26	17	39	29	14	43	23	14	32
район II	27	22	41	28	20	41	22	23	44
район III	25	18	41	29	14	34	29	14	30
Ленинградская обл.	25	36	54	29	40	56	20	55	56
Калининская обл.	24	24	46	30	18	52	28	39	56
Кривой Рог	26	0,35	7	21	0,53	9	16	0,94	12

Сделанные для контроля расчеты ряда значений $T(S)$ показали, что погрешность аппроксимации экспериментальных данных в большинстве случаев не превышает ± 2 дней, т. е. сравнима с точностью исходных материалов, относящихся к районам радиусом до 300 км. Очевидно, формула (7) применима вообще для районов мезомасштабного порядка радиусом до нескольких сотен километров, в пределах которых физико-географические условия сравнительно однородны.

В заключение остановимся кратко на вопросе о зависимости числа дней с грозой от плотности сети. Этот вопрос затрагивался в [1], где приведены табличные данные, полученные по наблюдениям на метеорологическом полигоне площадью 3750 км² (радиус круга такой площади равен 35 км). Пользуясь для оценки среднего расстояния между пунктами (d) соотношением $d = 31,6/\sqrt{n'}$, где d выражено в км, а n' — среднее число пунктов на 1000 км², можно получить эмпирическую формулу, представ-

ляющую наблюдавшуюся на полигоне зависимость числа дней с грозой (T_d) от величины d :

$$T_d = \frac{T_0}{1 + kd}, \quad (10)$$

в которой T_0 и k — некоторые коэффициенты, причем, по материалам [1], $T_0 = 78$, $d = 0,026$. Очевидно, коэффициенты T_0 (связанный прежде всего с общим уровнем грозовой активности) и k зависят от площади рассматриваемого района, но эта зависимость может быть выяснена только при наличии дополнительных экспериментальных данных. С учетом такой зависимости формула (10) имеет, вероятно, достаточно общий характер.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бабиченко В. Н., Кобзистый П. И. О грозовой деятельности на экспериментальном метеорологическом полигоне. — Труды УкрНИГМИ, 1969, вып. 82, с. 138—146.
2. Дивинская Б. И. К вопросу о методике определения частоты гроз в пункте и на ограниченных площадях. — Труды ГГО, 1964, вып. 159, с. 79—84.
3. Лебедев А. Н. Вероятность гроз на ограниченных участках территории. — Труды ГГО, 1957, вып. 74, с. 61—70.
4. Лещенко Г. П. Инструментальные наблюдения за грозовой деятельностью на экспериментальном метеорологическом полигоне УкрНИГМИ. — Труды ГГО, 1972, вып. 277, с. 140—146.
5. Лещенко Г. П., Тысинюк Н. М. Использование панорамного регистратора гроз в оперативной работе. — Метеорология и гидрология, 1976, № 5, с. 113—115.

Г. П. Лещенко, Н. М. Тысянюк

ДИНАМИКА РАЗВИТИЯ ГРОЗОВОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ В ЦЕНТРАЛЬНЫХ РАЙОНАХ УКРАИНЫ

Для изучения грозовой деятельности в районе аэродрома (до 50 км) и в зоне штормового кольца (до 200 км) [4] на АМСГ Кировоград, расположенной в центральном районе Украины, в течение 1973—1976 гг. проводились инструментальные наблюдения с помощью панорамного регистратора гроз [1, 3]. С этой целью записи прибора были представлены в виде наиболее удобном для пространственно-временного восприятия развития грозовой деятельности. На отобранных для анализа записях (65 случаев в районе аэродрома и 153 случая в зоне штормового кольца) производились изолинии начала и конца явления, а также выделялись зоны с различной интенсивностью грозовой деятельности. Так как регистрация производилась на ленту с протяжкой 20 мм/ч, то при интенсивных грозах (более 50 разряд/ч) подсчитать количество зарегистрированных разрядов не представлялось возможным. Учитывая это, были приняты три градации интенсивности грозовой деятельности: 1) менее 20 разряд/ч, 2) от 21 до 50 разряд/ч, 3) более 50 разряд/ч, которые на лентах обозначались соответствующей штриховкой. В результате анализа записей все рассмотренные случаи грозовой деятельности разделены на семь основных типов.

Тип I. Начало и конец грозовой деятельности по всем направлениям вокруг пункта происходит примерно в одно время, отличаясь не более чем на 2 ч (рис. 1 а).

Тип II. Грозовая деятельность начиналась по всем направлениям примерно в одно время, а заканчивалась на соответствующей площади в каком-либо одном направлении (рис. 1 б).

Тип III. Грозовая деятельность начиналась по всем направлениям примерно в одно время, а заканчивалась на соответствующей площади в каких-либо двух направлениях (рис. 1 в).

Тип IV. Грозовая деятельность начиналась в каком-либо одном направлении, а заканчивалась по всем направлениям примерно в одно время (рис. 1 г).

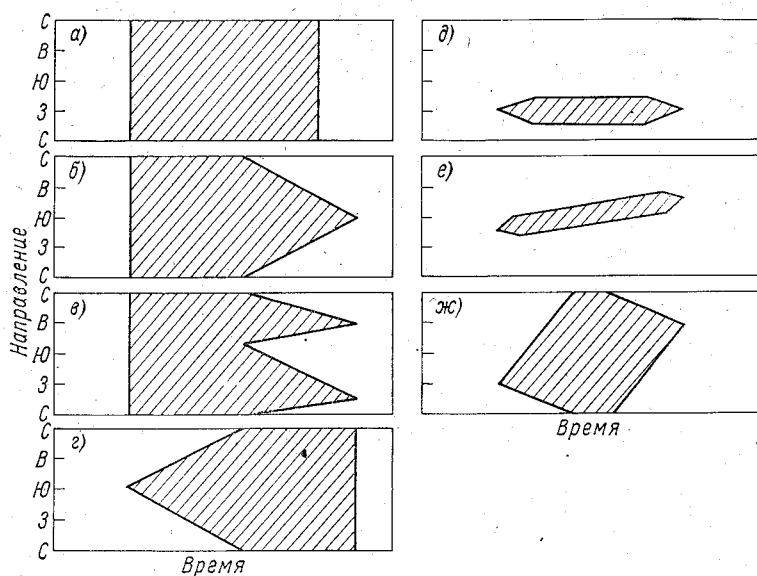


Рис. 1. Основные типы развития грозовой деятельности, характеризующиеся схематическими диаграммами время — направление.

Тип V. Грозовая деятельность начиналась и заканчивалась в каком-либо одном направлении (рис. 1 д).

Тип VI. Грозовая деятельность начиналась и заканчивалась в направлениях, отличающихся друг от друга на 90° (рис. 1 е).

Тип VII. Грозовая деятельность начиналась и заканчивалась в направлениях, отличающихся друг от друга на 180° (рис. 1 ж).

Таблица 1

Распределение повторяемости основных типов грозовой деятельности

Тип грозовой деятельности	$r < 200$ км		$r < 50$ км	
	число случаев	P %	число случаев	P %
I	23	15	8	12
II	13	8	4	6
III	4	3	4	6
IV	9	6	5	8
V	66	43	28	43
VI	18	12	0	0
VII	20	13	16	25
Сумма	153	100	65	100

Распределение повторяемости ($P\%$) основных типов грозовой деятельности приведено в табл. 1, из которой видно, что чаще других встречаются типы I, V и VII. На них приходится около 70% случаев в зоне штормового кольца и 80% случаев в районе аэродрома. На рис. 2 представлен характерный случай развития грозовой деятельности на территории штормового кольца, относящийся к типу I. Он интерпретируется следующим образом. Грозовая деятельность началась в 13 ч 05 мин на юго-западе, а в 14 ч 35 мин отмечалась уже во всех секторах. От 13 ч 55 мин до 16 ч 10 мин грозы усиливаются и достигают своей максимальной интенсивности на юго-западе, севере и северо-востоке. С 16 ч 10 мин

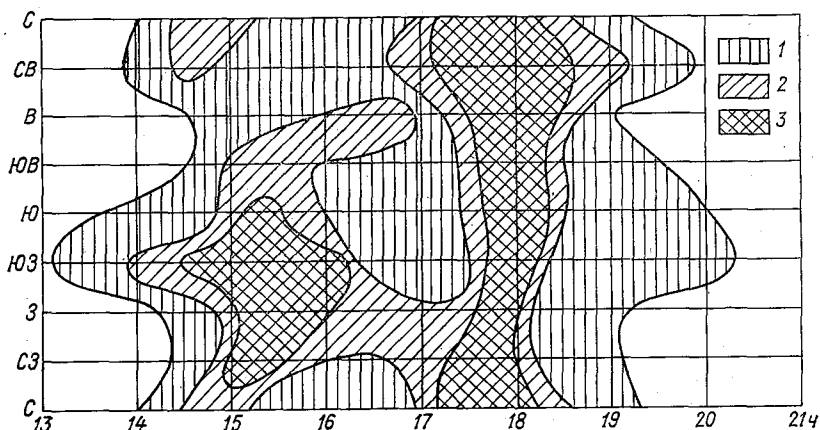


Рис. 2. Грозовая деятельность в радиусе до 200 км по наблюдениям в Кировограде 26 июня 1975 г. (тип I).

1 — до 20 разряд/ч, 2 — от 21 до 50 разряд/ч, 3 — более 50 разряд/ч.

до 17 ч 05 мин разрядная деятельность несколько ослабевает, после чего происходит ее повторное резкое усиление до максимума по всем направлениям, продолжающееся около 1 ч 30 мин. Затем грозы ослабевают и к 20 ч 15 мин прекращаются. По данным визуальных наблюдений на АМСГ Кировоград гроза отмечалась с 14 ч 40 мин до 16 ч 00 мин и с 17 ч 48 мин до 20 ч 15 мин. Сравнивая эти данные с результатами инструментальных наблюдений, можно сделать вывод, что повторная гроза над пунктом проходила в период своей максимальной интенсивности.

Анализ всех рассмотренных случаев позволил определить некоторые особенности развития грозовой деятельности в районе аэродрома (ближняя зона) и в зоне штормового кольца (дальняя зона). Так, согласно табл. 2, максимум повторяемости ($P\%$) гроз приходится на период с 15 до 18 ч (20—23%), минимум — с 6 до 12 ч (около 14%), как в ближней, так и в дальней зонах. При этом на период с 12 до 21 ч приходится около 60% всех

гроз. Ночные грозы (с 21 до 9 ч) составляют около 33—35%. Наиболее часто (33—37%) грозы начинаются в период с 12 до 15 ч (табл. 3), а реже всего — в утренние часы (около 5%). Максимум повторяемости окончания грозовой деятельности приходится на период с 15 до 21 ч (табл. 4). Четко прослеживается увеличение повторяемости грозовой деятельности на юге и юго-западе дальней зоны и на юго-западе ближней зоны (табл. 3). Увеличение повторяемости на юго-западе связано с повышением рельефа местности в этом направлении на 50—100 м. Большая же повторяемость на юге дальней зоны объясняется, очевидно, тем, что

Таблица 2
Повторяемость гроз по срокам

Срок, ч	$r < 200$ км		$r < 50$ км	
	число случаев	P %	число случаев	P %
0—3	40	7,6	14	7,4
3—6	34	6,5	14	7,4
6—9	27	5,2	15	7,9
9—12	45	8,6	11	5,8
12—15	98	18,8	33	17,5
15—18	108	20,7	43	22,8
18—21	100	19,2	35	18,5
21—0	70	13,4	24	12,7
Сумма	522	100	189	100

грозы регистрировались в секторе 45° и крайняя западная периферия его захватывает районы с повышенным рельефом. Минимум повторяемости в дальней зоне отмечается на юго-востоке, что связано с общим понижением рельефа в данном направлении. Небольшой максимум, отмечающийся на северо-востоке дальней зоны, обусловлен увеличением ночных и утренних гроз над Кременчугским водохранилищем (табл. 3, $r < 200$ км). В ближней зоне минимум отмечается на северо-востоке и востоке, что объясняется наличием массивов леса, препятствующих развитию конвекции в дневные часы.

Повторяемость интенсивных гроз практически аналогична повторяемости всех гроз. Наибольшая повторяемость 2-й и 3-й градаций интенсивности отмечается на юго-западе, минимум — на востоке, юго-востоке и западе, а в ближней зоне — и на северо-востоке. Грозы на юге и западе наблюдаются довольно часто, но в основном малой интенсивности. Из табл. 5 видно, что максимум повторяемости интенсивных гроз приходится на период с 15 до 18 ч, а минимум — с 6 до 12 ч.

Таблица 3

Повторяемость начала грозовой деятельности по времени
и направлениям

Срок, ч	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	Сумма	%
$r < 200$ км										
0—3	9	11	8	9	18	11	11	10	87	8,2
3—6	2	7	9	5	8	8	7	5	51	4,8
6—9	6	5	4	5	5	4	3	6	38	3,6
9—12	14	17	14	11	16	16	9	12	109	10,3
12—15	46	50	47	49	50	49	60	43	394	37,1
15—18	22	21	25	22	32	32	21	26	201	19,0
18—21	13	12	10	10	10	14	9	13	91	8,6
21—0	13	10	10	11	9	10	14	11	89	8,4
Сумма	125	134	127	122	148	144	134	126	1060	
%	11,8	12,6	12,0	11,5	14,0	13,6	12,6	11,9		100
$r < 50$ км										
0—3	5	6	3	2	2	4	5	5	32	8,2
3—6	0	2	3	4	5	6	4	3	27	6,9
6—9	4	2	2	4	2	4	2	3	23	5,9
9—12	2	1	2	1	5	2	2	3	18	4,6
12—15	17	14	17	16	11	18	18	18	129	32,9
15—18	12	10	10	15	18	16	15	13	109	27,8
18—21	4	4	3	2	6	6	4	4	33	8,4
21—0	3	1	1	2	2	4	4	4	21	5,3
Сумма	47	40	41	46	51	60	54	53	392	
%	12,0	10,2	10,5	11,7	13,0	15,3	13,8	13,5		100

Таблица 4

Повторяемость конца грозовой деятельности
по срокам

Срок, ч	$r < 200$ км		$r < 50$ км	
	число случаев	Р%	число случаев	Р%
0—3	76	7,2	21	5,4
3—6	72	6,8	25	6,4
6—9	70	6,6	42	10,7
9—12	36	3,4	16	4,1
12—15	101	9,5	21	5,4
15—18	210	19,8	108	27,5
18—21	333	31,4	102	26,0
21—0	162	15,3	57	14,5
Сумма	1060	100	392	100

Повторяемость интенсивности грозовой деятельности по срокам

Срок, ч	21—50 разряд/ч		<50 разряд/ч		21—50 разряд/ч		<50 разряд/ч	
	число случаев	P%	число случаев	P%	число случаев	P%	число случаев	P%
	$r < 200$ км				$r < 50$ км			
0—3	12	7,5	6	9,2	3	6,8	3	10,7
3—6	10	6,2	5	7,7	4	9,1	3	10,7
6—9	10	6,2	2	3,1	1	2,3	0	0
9—12	6	3,8	1	1,6	0	0	0	0
12—15	31	19,4	14	21,5	8	18,2	6	21,4
15—18	48	30,0	19	29,2	15	34,1	10	35,7
18—21	30	18,8	10	15,4	9	20,4	4	14,3
21—0	13	8,1	8	12,3	4	9,1	2	7,2
Сумма	160	100	65	100	44	100	28	100

Средняя продолжительность одной грозы составляет: в ближней зоне—5,6 ч (максимальная 12 ч), в дальней зоне—6,9 ч (максимальная 19 ч), средняя в пункте по визуальным наблюдениям—1,5 ч (максимальная 5,7 ч).

Полученные характеристики хорошо согласуются с данными [2, 5], которые получены по многолетнему ряду визуальных наблюдений за грозами.

Выводы

Данные инструментальных наблюдений за грозами позволяют за сравнительно небольшой период времени получить основные характеристики и особенности распределения грозовой деятельности на значительной территории. При этом некоторые характеристики, например, интенсивность, продолжительность на площади и другие, можно получить только с помощью инструментальных наблюдений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Иньков Б. К. Объединение особенностей традиционной аппаратуры панорамном регистраторе близких гроз. — Труды ГГО, 1977, вып. 350, с. 3—17.
2. Климат Украины. — Л.: Гидрометеиздат, 1967. — 400 с.
3. Лещенко Г. П., Тысянюк Н. М. Использование панорамного регистратора гроз в оперативной работе. — Метеорология и гидрология, 1976, вып. 5, с. 113—115.
4. Наставление по метеорологическому обеспечению гражданской авиации (НМОГА-73). — Л.: Гидрометеиздат, 1973. — 137 с.
5. Справочник по геофизике. — М.: Наука, 1965, с. 214—228.

Г. П. Лещенко, Б. К. Иньков

ЭФФЕКТИВНОСТЬ ВИЗУАЛЬНЫХ И ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА ГРОЗАМИ

Гроза является одним из наиболее опасных метеорологических явлений, поэтому оперативное определение местоположения грозовых очагов, их интенсивности, направления и скорости перемещения имеет большое практическое значение для многих отраслей народного хозяйства, особенно для метеообеспечения авиации [6].

До сих пор основным источником информации о грозах являются визуальные наблюдения, которые производятся на авиа-

Таблица 1

Распределение станций штормового оповещения АМСГ Кировоград

Радиус, км	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
≤50	—	1	1	—	—	1	—	—
≤100	—	3	3	2	2	2	2	2
≤150	2	4	4	4	3	4	5	4
≤200	2	4	5	5	5	5	7	5

ционных метеорологических станциях гражданских (АМСГ) и в других оперативных органах Госкомгидромета, входящих в состав служб штормового оповещения [6].

Для выяснения оперативности поступления информации о грозах проанализирована работа штормового кольца АМСГ Кировоград, в которое входит 38 станций и постов. Количество станций по восьми секторам в различных радиусах от АМСГ приводится в табл. 1.

Сведения о грозовой деятельности на территории штормового кольца поступают в виде телеграмм, в которых указывается время начала (конца) явления на станции и поступления информа-

ции о нем на АМСГ. В табл. 2 приведены распределения повторяемости ($P\%$) промежутков времени между началом (концом) явления на станции и поступлением информации о нем на АМСГ— Δt_n (Δt_k). В среднем они оказались равными 15 и 26 мин соответственно.

Вероятность обнаружения гроз ($P_{обн}$) на территории штормового кольца оценивалась с помощью уравнения [3]:

$$P_{обн} = 1 - \left[1 - \left(\frac{R+l}{r} \right)^2 \right]^N, \quad (1)$$

где R — радиус грозового очага ($R=16$ км [5]; l — предельное расстояние, на котором наблюдатель обнаруживает грозы ($l=20$ км [2, 3]); r — радиус площади, для которой определяется

Таблица 2
Повторяемость различных значений Δt_n и Δt_k

Время, мин	Δt_n	$P\%$	Δt_k	$P\%$
1—10	431	63,2	148	23,6
11—20	131	19,2	117	18,6
21—30	52	7,6	235	37,4
31—40	24	3,5	49	7,8
41—50	14	2,1	27	4,3
51—60	13	1,9	19	3,1
61—100	9	1,3	23	3,6
101—150	6	0,9	4	0,6
151—200	2	0,3	1	0,2
201—250			5	0,8
Сумма	682	100	628	100

$P_{обн}$ (для сравнения с данными инструментальных наблюдений принято равным 150 км); n — число станций и постов штормового кольца (в радиусе 150 км $n=30$).

При подсчете с указанными численными значениями вероятность обнаружения оказалась равной 0,80.

В грозовые сезоны 1973—1976 гг. на АМСГ Кировоград эксплуатировался макет панорамного регистратора гроз, разработанный в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова [4]. Указанный прибор позволяет производить автоматическую регистрацию грозовой деятельности на диаграммную ленту по восьми основным направлениям (С, СВ, В, ЮВ, Ю, ЮЗ, З, СЗ) в ближней (до 50 км) и дальней (до 200 км) зонах. По просьбе синоптиков АМСГ Кировоград дальность обнаружения гроз данным прибором была снижена приблизительно до 150 км в связи

с перекрытием края зоны штормового кольца зонами, обслуживаемыми другими аэропортами.

Анализ работы регистратора производился путем сравнения с данными сети штормового кольца, радиолокационных наблюдений параллельно с использованием его результатов при оперативном метеообеспечении полетов гражданской авиации. Последнее очень важно, так как позволяет провести оценку прибора не только с чисто формальных позиций, т. е. определить его технические характеристики (радиус обнаружения, вероятность обнаружения гроз на различных расстояниях и т. д.), но и непосредственно по опыту найти такие критерии, при которых будет достигнута наиболее высокая вероятность обнаружения гроз, и найти обоснованную методику использования получаемых результатов в практике метеообеспечения гражданской авиации. В интересах сравнения с другими приборами анализ производился по методике, близкой к обычно принятой при определении технических характеристик грозопеленгаторов [1]. При этом рассмотрены следующие варианты сопоставления:

I — грозы зафиксированы прибором, сетью штормового оповещения, и на экране выносного индикатора диспетчерского радиолокатора имелись очаги облачности;

II — грозы зафиксированы только прибором, но на экране радиолокатора имелись очаги облачности и синоптическая обстановка благоприятствовала образованию гроз;

III — грозы отмечались станциями штормового оповещения в радиусе до 150 км, но не зарегистрированы прибором, на экране радиолокатора на указанных расстояниях имелись очаги облачности;

III — грозы отмечались станциями штормового оповещения в радиусе от 150 до 230 км, но не зарегистрированы прибором, на экране радиолокатора имелись очаги облачности;

V — прибор регистрировал единичные разряды, но станции штормового оповещения грозу не отмечали, на экране радиолокатора очаги облачности отсутствовали и синоптическая обстановка не благоприятствовала образованию гроз.

Сопоставление по данным вариантам производилось по всем календарным дням работы прибора (с 1 мая по 30 сентября) в 1973—1975 гг. за исключением июля и августа 1974 г. из-за отсутствия данных со штормовой сети.

Включение выносного индикатора диспетчерского радиолокатора производилось при появлении первой засечки на ленте самописца второй градации удаленности или по мере поступления телеграмм со станций. Местоположение очагов облачности в период наблюдений наносилось на специальный планшет радиолокационной разведки.

Сопоставление производилось следующим образом. По штормовым оповещениям составлялись таблицы грозовой деятельности на территории штормового кольца по всем секторам для каждого грозового дня. В таблицах проставлялось время начала

и конца грозы в каждом пункте, попадающем в соответствующий сектор, а также определенное по этим данным общее начало и конец грозовой деятельности в каждом секторе. Точно такие же таблицы составлялись по данным прибора. За совпадение считался случай, когда начало и конец гроз в секторах по прибору совпадали с данными штормовой сети. При этом, учитывая специфику визуальных наблюдений на станциях, допускались колебания времени начала гроз на станциях ± 15 мин, а конца ± 30 мин по сравнению с данными прибора. Результаты сопоставления приведены в табл. 3, из которой видно, что при использо-

Таблица 3

Повторяемость (P) различных вариантов сопоставления

Вариант	Число случаев	$P\%$
I	159	52,5
II	69	22,8
III	7	2,3
IV	51	16,8
V	17	5,6
Сумма	303	100

вании панорамного регистратора примерно в 23% случаев регистрируются грозы, не обнаруженные станциями штормового оповещения. Случаи, когда грозы отмечались только штормовой сетью, относятся к слабым внутримассовым, наблюдаемым отдельными станциями, расположенными на расстояниях порядка 200 км. Анализируя данные табл. 3, можно получить основные характеристики обнаружения гроз станциями штормового оповещения и

панорамным регистратором. Вероятность обнаружения гроз станциями в $R \leq 150$ км составляет 0,70, прибором — 0,97.

По формуле (1) вероятность обнаружения гроз станциями штормового кольца на площади радиусом 150 км равна 0,80. Расхождение значений вероятностей, полученных этими двумя путями, объясняется, очевидно, недостаточной надежностью определения численных значений параметров, входящих в формулу (1). Особенно это относится к радиусу грозовых очагов. Если предположить, что вероятность обнаружения гроз станциями штормового кольца, полученная при анализе работы панорамного регистратора, определена с достаточной степенью точности, то, подставляя это значение вероятности в формулу (1), получим, что радиус грозовых очагов равен 10 км.

Как видно из табл. 1, станций штормового оповещения в радиусе до 50 км очень мало, поэтому определить радиус обнаружения и другие характеристики первого канала панорамного регистратора путем сравнения по предложенным вариантам сопоставления не представляется возможным. Исходя из этого, во время эксплуатации прибора на АМСГ, а также при сравнении данных второго канала с данными, поступившими со штормовой сети, и радиолокационными данными особое внимание обращалось на случаи, когда грозы отмечались только одной

станцией или же несколькими станциями, расположенными в определенных секторах. При этом очаги облачности на экране индикатора радиолокатора наблюдались только в этих районах, т. е. выбирались «идеальные» случаи, позволяющие получить четкое представление о точности определения направления на грозовые очаги и радиус обнаружения первого и второго каналов прибора. Всего было проанализировано 58 таких случаев. Рассмотрим некоторые из них.

28 августа 1975 г. Первый и второй каналы прибора отметили грозу в секторе «ЮГ» в 2 ч 48 мин. Телеграмма о начале грозы в 3 ч 00 мин на ст. Бобринец, расположенной южнее Кироваграда на 52 ± 05 км, поступила на АМСГ в 3 ч 08 мин. Оба канала регистратора прекратили отмечать грозовые разряды в 3 ч 39 мин, а сообщение об окончании грозы на станции в 4 ч 00 мин поступило в 4 ч 22 мин.

14 мая 1975 г. Второй канал панорамного регистратора зафиксировал грозу в секторе «ЮГО-ЗАПАД» в 18 ч 39 мин. Сразу же был включен выносной индикатор диспетчерского радиолокатора. В азимуте $215-245^\circ$ на удалении 160—180 км наблюдался очаг облачности. Телеграмма о начале грозы в 18 ч 44 мин на северо-востоке ст. Любашевка, расположенной в секторе «ЮГО-ЗАПАД» на удалении $169 \pm 0,5$ км, поступила на АМСГ Кироваград в 19 ч 01 мин. Первый канал прибора и другие станции штормового оповещения грозы не отмечали.

15 мая 1975 г. В течение суток на востоке грозы отмечались только на АМСГ Запорожье, расположенной восточнее Кироваграда в $235 \pm 0,5$ км, но ни первый, ни второй каналы прибора в секторах «ВОСТОК», «СЕВЕРО-ВОСТОК» и «ЮГО-ВОСТОК» грозы не регистрировали.

В результате анализа всех этих случаев получено, что радиус обнаружения первого канала прибора составляет 50—70 км, а второго — около 170 км.

При анализе «идеальных» случаев оказалось, что если грозовой очаг располагается на границах смежных секторов, то разрядная деятельность совершенно синхронно регистрируется в обоих секторах. Это наблюдается в тех случаях, когда очаги находятся на удалении от границ смежных секторов соответственно в $R \leq 50$ км — до 10 км, в $R \leq 100$ км — до 20—25 км, а $R \leq 200$ км — до 30—40 км, что составляет около 10° [т. е. грозовые очаги регистрируются в секторах $337,5-22,5^\circ \pm 10^\circ$ (север), $22,5-67,5^\circ \pm 10^\circ$ (северо-восток), $67,5-112,5^\circ \pm 10^\circ$ (восток) и т. д.].

Таким образом, при использовании панорамного регистратора вероятность обнаружения гроз на площади радиусом 150 км увеличивается по сравнению со станциями штормового оповещения на 27%, а также значительно повышается оперативность получения информации, что имеет определяющее значение в прогностической работе. При этом необходимо отметить, что только на Украине имеется около 40 АМСГ с синоптической частью, которые обеспечивают командный, летный и диспетчерский состав, служ-

бы движения гражданской авиации информацией о фактической и прогнозируемой погоде, предупреждениями об опасных для авиации метеорологических явлениях на аэродроме, в районе аэродрома и на воздушных трассах, а также составляют прогнозы погоды и штормовые предупреждения для прикрепленных к ним АМСГ IV разряда. Но только на некоторых АМСГ I разряда установлены МРЛ, т. е. практически большая половина оперативных органов Гидрометслужбы Украины не имеет никаких инструментальных возможностей для обнаружения гроз, в то время как требования к объективности и оперативности штормовой информации о грозах становятся все более жесткими. Исходя из этого, возникает необходимость в обнаружении гроз на аэродроме, на подходах к нему и в районе штормового кольца с помощью технически простого недорогого прибора, который был бы доступен всем АМСГ и позволял бы размножать информацию в заинтересованные службы аэродрома. При этом обязательным условием является регистрация грозовой деятельности на ленту самописца. Таким требованиям и отвечает панорамный регистратор гроз, разработанный в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бару Н. В., Кононов И. И., Соломоник М. Е. Радиопеленгаторы — дальномеры ближних гроз. — Л.: Гидрометеиздат, 1976. — 143 с.
2. Буз А. И. Вероятность обнаружения маломасштабных явлений в зависимости от их размеров и густоты наблюдательной сети. — Метеорология и гидрология, 1970, № 2, с. 63—70.
3. Дивинская Б. И. К вопросу о методике определения частоты гроз в пункте и на ограниченных площадях. — Труды ГГО, 1964, вып. 159, с. 79—84.
4. Лещенко Г. П., Тысинюк Н. М. Использование панорамного регистратора гроз в оперативной работе. — Метеорология и гидрология, 1976, № 5, с. 113—115.
5. Лободин Т. В. Размеры грозовых очагов. — Метеорология и гидрология, 1967, № 3, с. 79—81.
6. Наставление по метеорологическому обеспечению гражданской авиации (НМОГА-73). — Л.: Гидрометеиздат, 1973. — 137 с.

Г. П. Лещенко, Л. Г. Махоткин

УТОЧНЕНИЕ РАСЧЕТНЫХ ДАННЫХ, ПРЕДНАЗНАЧЕННЫХ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЭФФЕКТИВНОГО РАДИУСА ДЕЙСТВИЯ СЧЕТЧИКОВ ГРОЗОВЫХ РАЗРЯДОВ

Параметр, называемый эффективным радиусом действия счетчиков грозовых разрядов, используется для пересчета непосредственно получаемых данных о количестве принятых атмосфериков в среднее число грозовых разрядов на единицу площади. Экспериментальное определение этого параметра вызывало раньше целый ряд практических затруднений. Освобождение от необходимости определения расстояния до каждого грозового разряда и снятие ограничений в отношении дальности наблюдений, не превышавшей обычно 10 км, заставляет считать практически наиболее удобным и перспективным метод определения эффективного радиуса действия, недавно разработанный теоретически В. К. Иньковым [1] и независимо от него одновременно предложенный Ван Никерком [2] без обоснования теоретическими расчетами. Для получения в явном виде окончательной расчетной формулы, содержащей, кроме элементарных функций, только хорошо известный табулированный интеграл вероятности, В. К. Иньков использовал приближенное выражение для длины дуги, что связано с появлением некоторых погрешностей, вероятно, сравнимых по величине с погрешностью экспериментальных данных. После проведенного им анализа основных закономерностей изменения величины искомого параметра $P_2(D)$, представленного серией кривых в статье [1], целесообразно сделать дополнительный расчет с целью исключения оставшихся, но устранимых погрешностей вычислений по явной формуле.

По определению функция $P_2(D^*)$ показывает, какая доля от общего количества принятых атмосфериков регистрируется обоими пунктами, расположенными на расстоянии D друг от друга, причем $D^* = D/2R_0$, где R_0 — эффективный радиус действия каждого счетчика. Для проведения соответствующих численных расчетов без сведения окончательного выражения к табличным функ-

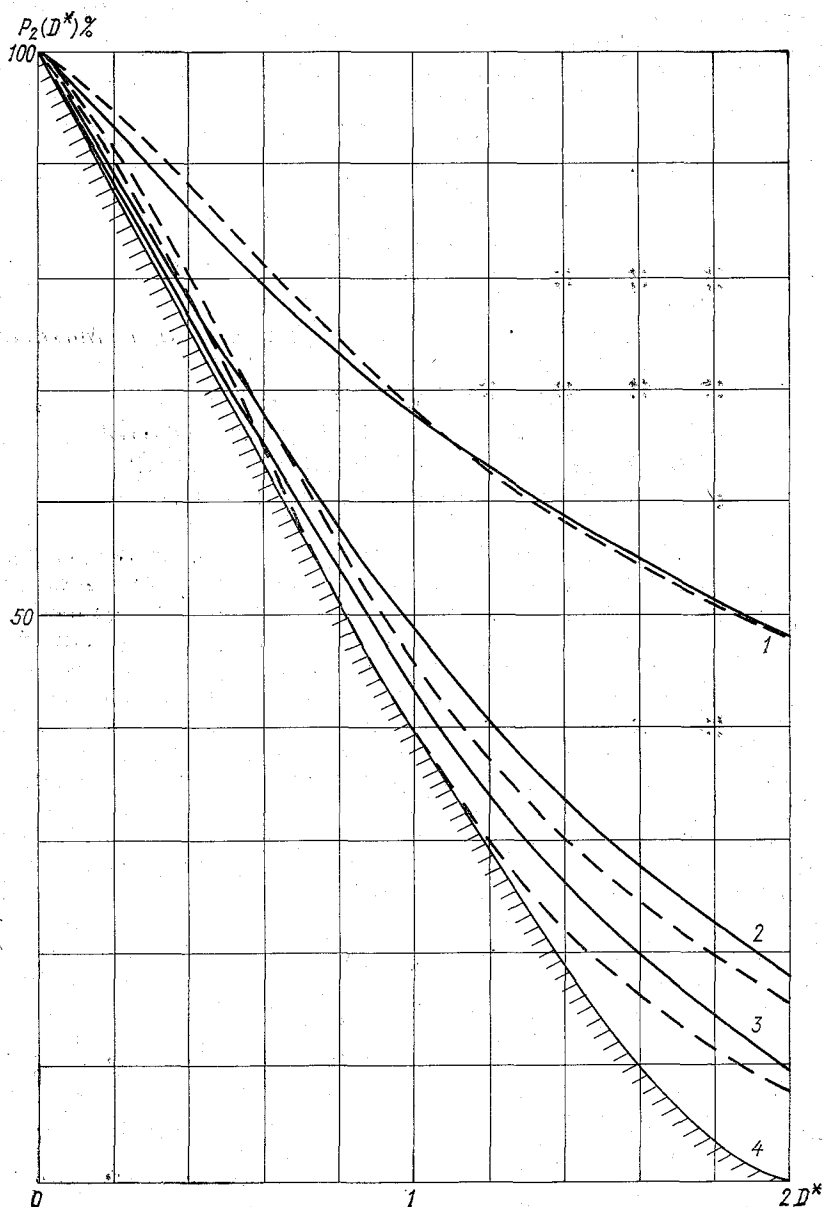


Рис. 1. Теоретические кривые зависимости относительного количества совместно принятых атмосфериков $P_2(D^*)$ от нормированного расстояния между пунктами D^* .

1 — $\alpha=1$, 2 — $\alpha=2$, 3 — $\alpha=3$, 4 (кривая с зубчиками) — предельный геометрический вариант, ниже которого значения $P_2(D^*)$ не должны опускаться. Сплошные кривые вычислены по формуле (1), пунктирные — по данным [1].

циям перейдем в исходной формуле для P_2D ([1], формула (7)) к нормированным безразмерным величинам, тогда после ряда преобразований она принимает вид:

$$P_2(D^*) = \frac{4}{\pi} \int_0^{\frac{2}{D^*}} \arccos\left(\frac{D^*}{2}x\right) \frac{\left[1 - \Phi\left(\frac{\sigma}{k} - \frac{k}{\sigma} \ln x\right)\right]}{x^3} dx, \quad (1)$$

где

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

x — переменная интегрирования; σ и k — параметры, характеризующие соответственно амплитудное распределение атмосфериков в источнике и степень убывания амплитуд с расстоянием. Заметим, что первый сомножитель подынтегрального выражения в формуле (1) зависит только от параметра D^* , а второй — только от комбинированного параметра $(k/\sigma) = \alpha$, не считая, естественно, зависимости от переменной x в обоих случаях. Разделение входных параметров упрощает расчет подынтегрального выражения в общем случае, позволяя комбинировать данные предварительных вычислений. Результаты расчетов, проведенных по формуле (1), сопоставлены на рис. 1 с данными, снятыми с графика, представленного в [1] для ряда одинаковых значений параметра α . Расхождения между соответствующими парами кривых сравнительно невелики и находятся в пределах 3—4%, но все же при практическом использовании метода, описанного в [1], следует пользоваться приведенными здесь уточненными кривыми.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Иньков В. К. О возможности использования синхронных наблюдений по счетчикам местных грозных разрядов для определения их эффективного радиуса действия. — Труды ГГО, 1975, вып. 358, с. 69—77.
2. Van Niekerk H. R. Calibration of lightning flash counters. CSIR special report, ELEK 49, Pretoria, 1974, 30 p.

Б. К. Иньков, Л. Г. Махоткин

О РАБОТЕ СЧЕТЧИКОВ ГРОЗОВЫХ РАЗРЯДОВ В БЛИЖНЕЙ ЗОНЕ

Методика бесприборных наблюдений за грозами, которой пользуются до сих пор на сети метеостанций, не могла быть сколько-нибудь усовершенствована в течение более ста лет, несмотря на наличие постоянно отмечаемых недостатков (см., например, [4]). Есть все основания предполагать, что в результате решения как общих, так и частных вопросов, встретившихся при разработке методики инструментальных наблюдений за числом близких грозových разрядов, уже в ближайшее время будут введены приборные наблюдения с помощью практически наиболее подходящего счетчика (называемого также грозоотметчиком или грозорегистратором).

Один из таких частных вопросов относится к использованию рабочей частоты 60 кГц в счетчиках, разработанных в отделе атмосферного электричества ГГО [1], которые позднее применялись также в качестве ограничителей дальности приема в установках для наблюдений за близкими грозowymi очагами [2, 3]. Чтобы выяснить, наблюдается ли на этой частоте какая-либо существенная особенность в амплитудном спектре близких атмосфериков, была собрана лабораторная установка, в которой в качестве приемного устройства использовался анализатор гармоник типа С5-2. Регистрирующая часть состояла из горизонтально установленного барабана от стандартного метеорологического самописца, непрерывно вращаемого мотором ДСД-2 с редуктором, и электромагнита с пером, ставившим точки на бумажной ленте, одетой на барабан. К оси регистрирующей части был присоединен кривошипный механизм, поворачивавший ось механизма настройки анализатора то в одну, то в другую сторону, в результате чего рабочая частота плавно изменялась в пределах от 45 до 80 кГц (при ширине полосы 200 Гц). Электромагнит регистрирующего устройства включался автоматически на короткое время при срабатывании подключенной к анализатору пороговой схемы с мультивибратором, причем порог срабатывания соответ-

ствовал напряженности поля 0,2 В/м. Обработка лент, полученных при работе этого самописца в течение летнего сезона 1976 г., производилась с помощью палетки путем подсчета числа точек, проходящих на каждый частотный интервал шириной 2 кГц. По итоговому данным средний статистический спектр принятых близких атмосфериков в детально исследованном интервале 45—80 кГц вполне удовлетворительно характеризуется обратно пропорциональной зависимостью количества принимаемых атмосфериков от частоты. Частный максимум, отмеченный в интервале

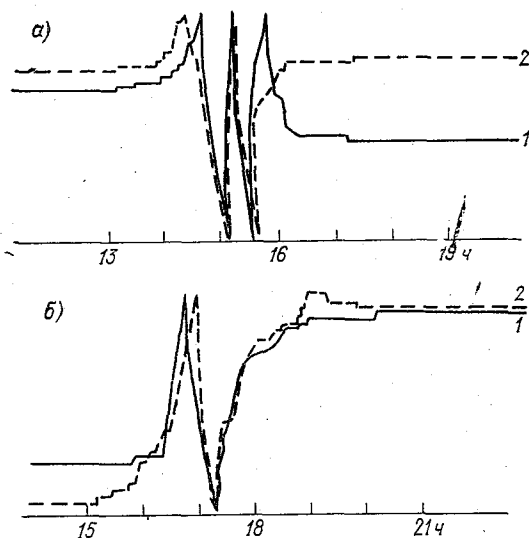


Рис. 1. Примеры одновременной записи разрядов во время близких гроз узкополосным (1) и широкополосным (2) счетчиками.

а — 27 июля 1976 г., б — 18 августа 1976 г. Небольшие частные расхождения кривых объясняются в основном не различием приема атмосфериков, а техническими особенностями записи, зависящими от установки и положения перьев на двух самописцах.

58—60 кГц, превышает соответствующие величины для осредненной кривой всего на 20%, что практически не имеет существенного значения. Таким образом, по экспериментальным данным выбор именно принятой частоты 60 кГц не является обязательным.

Ближние грозы в радиусе примерно до 15 км могут регистрироваться почти одинаково счетчиками с различными частотными характеристиками при соответствующем подборе порогов срабатывания. Летом 1976 г. на полевой базе ГГО под Ленинградом работали параллельно для сравнения два счетчика с различными

частотными характеристиками и с различными антеннами. Узкополосный счетчик радиусом обнаружения гроз около 15 км работал, как обычно принято, на частоте 60 кГц с вертикальной штыревой антенной длиной 3,5 м. Другой счетчик с полосой пропускания от 2 до 17 кГц порогом срабатывания 20 В/м был снабжен антенной с сосредоточенной емкостью в виде плоского цилиндра высотой 10 см, поднятого на 5 м над поверхностью земли и соединенного экранированным кабелем со входом прибора. В качестве примера на рис. 1 воспроизведены записи на лентах этих счетчиков, полученные во время близких гроз, наблюдавшихся 27 июля и 18 августа, причем сплошной линией обозначены кривые, записанные узкополосным прибором, а пунктирная линия относится к широкополосному прибору (2—17 кГц). Как видно из рисунка, сравниваемые записи очень близки и отличаются только частными деталями. Суммарные характеристики получились также достаточно близкими: за два месяца широкополосный счетчик зарегистрировал 675 разрядов, а узкополосный — 625 разрядов, т. е. 93% предыдущего. Основная масса разрядов (общее число 51) была зарегистрирована в те часы, когда они отмечались обоими приборами, что составило в итоге 94 и 99,5% соответствующих общих сумм для широкополосного и узкополосного счетчиков. Случаи, когда в течение отдельного часа разряды отмечались только узкополосным счетчиком, встречались очень редко (3 случая) и дали ничтожный вклад в общее количество зарегистрированных им разрядов (0,5%). Наоборот, широкополосный счетчик нередко отмечал единичные разряды в отдельные часы, когда узкополосный счетчик ничего не принимал. В такие часы (всего их было 25) по широкополосному счетчику отмечено в среднем по 1 разряду в час. Появление таких изолированных отметок вызвано приемом наиболее сильных удаленных атмосфериков, потому что в большинстве случаев (к ним относится 15 из 25 выделенных часов) только единичные разряды отмечались также имевшимся еще более чувствительным узкополосным счетчиком радиусом обнаружения не 20, а 200 км (в среднем по 4 разряда в час). Применение ограничителей дальности приема атмосфериков вызвано необходимостью исключения именно таких случаев приема отдельных импульсов от гроз, расположенных за пределами выбранного района.

Следовательно, хотя счетчики грозových разрядов радиусом обнаружения около 15—20 км, работающие на различных частотах, могут давать при близких грозах практически одинаковые показания, целесообразно выбирать частоты порядка нескольких десятков килогерц что обеспечивает создание группы совершенно однотипных счетчиков и ограничителей дальности приема атмосфериков для нескольких диапазонов расстояний (от 15—20 до 200—300 км) при условии нечувствительности их к фону, создаваемому более далекими грозами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лыдзар П. С. Полупроводниковые грозорегистраторы.— Труды ГГО, 1964, вып. 157, с. 54—58.
2. Лыдзар П. С. Установка для определения местоположения близких грозных очагов с одного пункта.— Труды ГГО, 1966, вып. 188, с. 29—33.
3. Бару Н. В., Кононов И. И., Соломоник М. Е. Радиопеленгаторы—дальномеры ближних гроз.— Л.: Гидрометеониздат, 1976.—143 с.
4. Сенак К. On recent variation of annual thunderstorm activity in the region of the Alps.— Pure Appl. Geophys., 1976, vol. 114, p. 393—402.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ РАЗМЕРОВ ГРОЗОВЫХ ОБЛАКОВ

Знание размеров грозовых облаков необходимо для решения большого количества задач, связанных с активным воздействием на грозы, метеорологическим обслуживанием авиации, климатологическим обеспечением нужд народного хозяйства и т. д. Для определения размеров грозовых облаков по данным метеорологических станций были использованы наблюдения в период 1960—1970 гг. в Молдавии. Методика определения площадей гроз по таблицам ТМ-1, а также выбор групп метеостанций, по которым производится определение $S_{гр}$, описаны в [3]. Всего проанализировано около 2000 гроз, зарегистрированных 22 метеостанциями.

Истинные размеры грозовых облаков определялись по данным радиолокационных измерений с применением радиолокаторов типа АРС-3М. Использовались данные, полученные на станциях Сороки и Корнешты. Всего методом планиметрирования проанализировано 680 гроз. При этом основная масса обработок относится к наблюдениям в радиусе 50 км при ослаблении сигнала до 0 дБ. Таким образом, полученные данные соответствуют действительной картине распределения размеров грозовых облаков.

Многолетние исследования гроз [1] показали, что при значениях логарифма максимальной радиолокационной отражаемости $\lg z > 3$ и коэффициента грозоопасности $k > 4$

$$k = \frac{H_{в.г} H_{z_{max}} \lg z}{H_0^2}, \quad (1)$$

где $H_{в.г}$ — верхняя граница облака; $H_{z_{max}}$ — высота уровня максимальной радиолокационной отражаемости; H_0 — высота нулевой изотермы, облака всегда являются грозовыми.

Именно эти критерии и были взяты при определении типа облачности в том случае, когда в пунктах радиолокационных наблюдений отсутствовали грозорегистраторы. При наличии грозорегистраторов их показания служили для корректировки данных.

Кривые обеспеченности размеров грозовых облаков, построенные по данным метеорологических и радиолокационных станций

для Молдавии и Ленинградской области [2, 3], приведены на рис. 1. Как следует из рис. 1, для Молдавии при определении площадей гроз с помощью метеостанций средние значения $S_M = 2500 \text{ км}^2$, $R \simeq 29 \text{ км}$, среднеквадратическая ошибка $\sigma_M = 3100 \text{ км}^2$, коэффициент скошенности $C_S = 3,0$. При радиолокационных наблюдениях $S_p = 1400 \text{ км}^2$, $R \simeq 21 \text{ км}$, $\sigma_p = 1400 \text{ км}^2$, $C_S = 2,2$.

Для Ленинградской области получены следующие значения указанных величин: $S_M = 750 \text{ км}^2$, $R = 16 \text{ км}$, $\sigma_M = 680 \text{ км}^2$, $C_S = 2,2$; $S_p = 350 \text{ км}^2$, $R = 11 \text{ км}$, $\sigma_p = 330 \text{ км}^2$, $C_S = 2,0$. Обращают на себя внимание относительно большие значения σ_M и σ_p как для Молдавии, так и для Ленинградской области.

Действительно, значения σ_M и σ_p достигают по величине средних значений S_M и S_p , что указывает на большой разброс размеров площадей гроз.

Если сопоставить площади гроз, определенные по визуальным наблюдениям на метеорологических станциях и по данным радиолокационных измерений, получим следующий вывод: площади гроз по данным метеостанций завышаются примерно в два раза по сравнению с фактическими размерами. Этот вывод справедлив для того предельного случая, когда метеостанции не пропускают гроз, т. е. если расстояние между станциями не превышает 40 км. Цифра эта взята как удвоенное значение порога, при котором грозы отмечаются наблюдателем. На са-

мом деле, если учесть конечные размеры грозовых облаков, расстояние между станциями может быть увеличено до 40—50 км.

Из простых геометрических соображений следует, что при увеличении расстояния между метеостанциями появляется вероятность пропуска гроз, имеющих наименьшие размеры. Таким образом, при редкой сети станций спектр площадей гроз будет существенно сдвинут в сторону больших значений.

При визуальных наблюдениях за грозами особое значение имеет определение предельного расстояния, на котором регистриру-

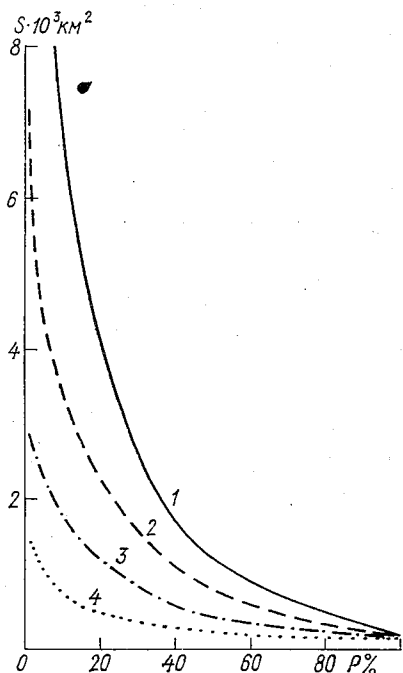


Рис. 1. Распределение размеров грозовых облаков.

1 — по данным метеостанций Молдавии, 2 — по данным РЛС Молдавии, 3 — по данным метеостанций Ленинградской области, 4 — по данным РЛС Ленинградской области.

ются грозы. Известно, что в зависимости от метеорологических условий, а также от места расположения метеостанции должен наблюдаться разброс пороговых значений расстояний, с которых гроза отмечается. Для определения этих расстояний нами использован материал девятилетних визуальных наблюдений на Кавказе и в Молдавии. Из многочисленных наблюдений за грозами отобраны те случаи, когда можно было с большой уверенностью определить местоположение гроз. Данные наблюдений приведены в табл. 1, в которой показано процентное изменение P регистрации числа разрядов в зависимости от расстояния.

Таблица 1

Изменение P в зависимости от расстояния

Расстояние, км	Число случаев	$P\%$	Расстояние, км	Число случаев	$P\%$
0—7	98	99	17—19	205	78
7—9	102	98	19—21	98	21
9—11	121	95	21—23	58	4
11—13	164	93	23—25	21	5
13—15	189	92	>25	5	0
15—17	210	87			

Как видно из табл. 1, самое большое уменьшение регистрации числа разрядов с расстоянием наблюдается в пределах градаций 15—21 км, а практическим пределом расстояний, до которых визуально отмечаются грозы, является $R=21$ км.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Результаты воздействий на грозовые облака по данным комплексного контроля за электрической активностью/И. И. Гайворонский, Т. Н. Громова, Б. И. Зимин и др. — Труды ГГО, 1976, вып. 372, с. 83—94.
2. Гашина С. Б., Сальман Е. М. Особенности радиолокационных характеристик грозовых облаков. — Труды ГГО, 1965, вып. 173, с. 19—25.
3. Лободин Т. В. Размеры грозовых очагов. — Метеорология и гидрология, 1967, № 3, с. 107—109.

И. И. Кононов, В. И. Николаев, М. Е. Соломоник, Н. В. Бару

ИМПУЛЬСНЫЙ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЙ $E-H$ -ДАЛЬНОМЕР ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ УДАЛЕННОСТИ ГРОВОЗОВЫХ ОЧАГОВ. РЕЗУЛЬТАТЫ ИСПЫТАНИЙ

В соответствии с принципом действия $E-H$ -дальномера ближней зоны, описанным в [4, 5], был создан автономный макет устройства, испытанный в реальных полевых условиях в комплексе с моноимпульсным пеленгатором ПАГ-1 [2—4] в течение грозовых сезонов 1971—1972 гг.

Блок-схема макета дальномера изображена на рис. 1. В соответствии с логикой его работы, определяемой требованиями $E-H$ -алгоритма определения расстояния [4, 5], сигналы с широко-

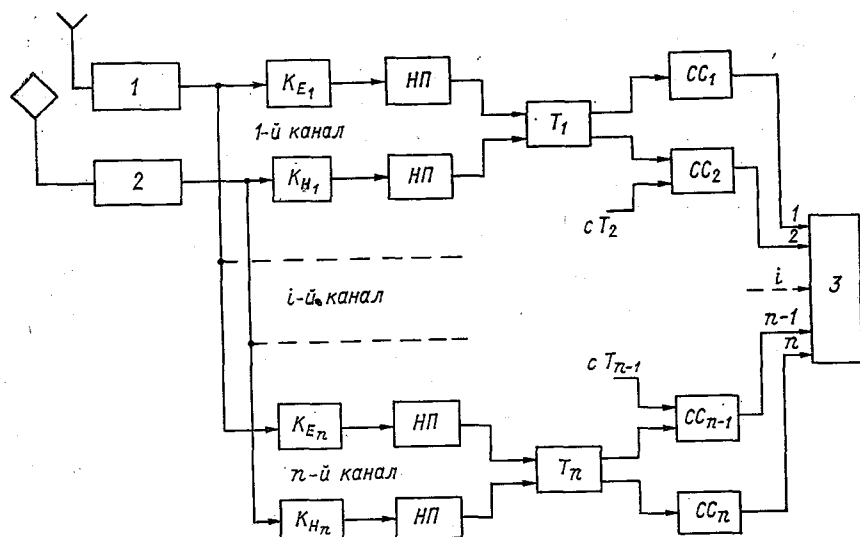


Рис. 1. Структурная схема $E-H$ -дальномера.

1 — входное устройство E канала, 2 — входное устройство H канала, 3 — схема индикации.

полосных антенных устройств электрического и магнитного трактов поступают на входы K_E и K_H , настроенных на фиксированные расстояния в соответствии с принятой системой градаций по дальности. В первоначально испытываемом макете настройка фильтров осуществлялась на 25, 50, 75 и 100 км. С выходов фильтров сигналы поступают на схемы выделения нулевых переходов (НП) и далее на схемы анализа порядка следования импульсов нулевых переходов соответствующих пар K_E и K_H фильтров, выполненные на триггерах $T_1—T_4$. Состояние соседних пар триггеров $T_1—T_4$, анализируемое с помощью схем совпадения $CC_1—CC_5$, однозначно характеризует ту дискрету по дальности, которой соответствует пришедший атмосферик. Информация об искомой дальности регистрируется на цифровом индикаторе ИН-2.

Требования к входным трактам рассматриваемого устройства определяются спектральными особенностями регистрируемых сигналов и частотными характеристиками фильтров-антитрасс. Различие между E_z и H_ϕ -компонентами обусловлено статическим членом в выражении для E_z компоненты и убывает обратно пропорционально кубу расстояния от излучателя. Амплитудно-частотные характеристики K_E и K_H фильтров можно представить в виде

$$|K_E(x)| = \frac{x}{\sqrt{x^2 + (1-x^2)^2}}; \quad |K_H(x)| = \frac{1}{\sqrt{1+x^2}}, \quad (1)$$

где $x = (2\pi f/\beta)$; $\beta = C/r_\phi$.

Основное различие откликов фильтров на воздействие атмосфериков, приходящих с расстояний, превышающих 30—50 км, обусловлено различием частотных характеристик этих фильтров. Это различие становится заметным, начиная с $x=3$ и меньше. Для расстояний 25, 50, 75, 100 км, на которые настроены фильтры в первоначальном макете дальномера, это значение соответствует частотам 3,8; 1,9; 1,27; 0,955 кГц. Отсюда ясно, что входные тракты должны передавать без искажений по возможности более низкие частоты. Удовлетворить этому требованию можно, шунтируя магнитную рамку очень низкоомным сопротивлением (100 Ом), а в E канале применяя входное устройство с высоким входным сопротивлением (от 1 до 10 МОм в зависимости от типа вибратора). Чтобы повысить действующую высоту магнитной антенны, приходится увеличивать ее площадь, так как увеличение числа витков выше некоторого оптимума приводит к ухудшению характеристик тракта. Используя рамку с диаметром 80 см и с числом витков 270, удается получить при нагрузке 50 Ом действующую высоту равной 0,4 мм и нижнюю граничную частоту 30 Гц. Остальные элементы входных устройств не отличаются какими-либо особенностями и должны лишь обеспечить помехозащищенность устройства и тождественность частотных характеристик обоих трактов (с точностью 5% по амплитуде до 1° по фазе в полосе частот от 100 Гц до 10—15 кГц).

Основные погрешности дальномера, с которыми приходится иметь дело в первую очередь, обусловлены неточностью фиксации положения нулевого перехода. Оценить эти погрешности можно, зная отклики K_E и K_H фильтров-антитрасс на воздействие различного вида сигналов. Их проще всего найти, используя интегралы типа свертки

$$U_{E,H}(t) = \int_0^t h_{E,H}(\tau) S(t - \tau) d\tau \quad (2)$$

(где $S(t)$ — входной сигнал), поскольку импульсные характеристики $h_E(\tau)$ и $h_H(\tau)$ имеют очень простой вид. Однако для получения с достаточной точностью нулей откликов необходимо при численном интегрировании брать очень мелкий шаг по времени. Поэтому численные расчеты целесообразно проводить, используя выражение для разности $R(t)$ откликов фильтров

$$R(t) = (\alpha - \beta) \int_0^t I(t - \tau) e^{-\frac{\beta}{2}\tau} \times \\ \times \left(-e^{-\frac{\beta}{2}\tau} + \cos \frac{\sqrt{3}}{2} \beta \tau + \frac{3 + 2\frac{(\alpha - \beta)}{\beta}}{\sqrt{3}} \sin \frac{\sqrt{3}}{2} \beta \tau \right) d\tau, \quad (3)$$

где $I(t)$ — эквивалентный ток источника.

Рассчитывая $R(t)$ только в окрестности функции $I(t)$, можно при малом объеме машинного времени получить интересующие нас оценки с высокой точностью.

Конкретные расчеты проводились для аппроксимации тока в виде

$$I(t) = I_0 e^{-dt} \sin(at)^b. \quad (4)$$

Основным параметром аппроксимации (4), существенным с точки зрения проводимых оценок, является « a », значение которого определяет длительности полуволн $I(t)$. Меняя a в пределах от $0,5 \cdot 10^6$ до $0,5 \cdot 10^5$ (при $b=0,445$), можно менять длительность первой полуволны от 25 до 250 мкс. Эти значения определяют все возможные вариации экспериментальных кривых $I(t)$, наблюдаемых в течение грозового сезона.

На рис. 2 в качестве иллюстрации приведено семейство кривых, полученных для значения $d=1$, $a=1,8 \cdot 10^5$ и характеризующих абсолютную величину расхождения откликов фильтров в зависимости от расстройки между значениями расстояний, с которых приходят атмосферники (r), и расстояний, на которые настроены фильтры (r_Φ).

Как видно из приведенного рисунка, по мере удаления излучателя расхождение, соответствующее одной и той же величине относительной расстройки $(r - r_\Phi)/r$, заметно убывает. Пользуясь такого рода расчетами и задаваясь фиксированным значением

погрешности определения разности нулевых переходов Δt , можно построить кривые, ограничивающие область расстояний до излучателя (для конкретных значений расстояний r_{Φ} , на которые настроены фильтры), не разрешаемые дальномером. Пример подобного рода кривых приведен на рис. 3 для значения $\Delta t = 0,5$ мкс. Кривые 1, 1' и 2, 2' ограничивают зоны неопределенности решения для крайних значений параметра a аппроксимации тока (4). Как показывают результаты экспериментальной регистрации эквивалентных токов молниевых разрядов, наиболее вероятные значения длительностей первых полувольт тока лежат в окрестности

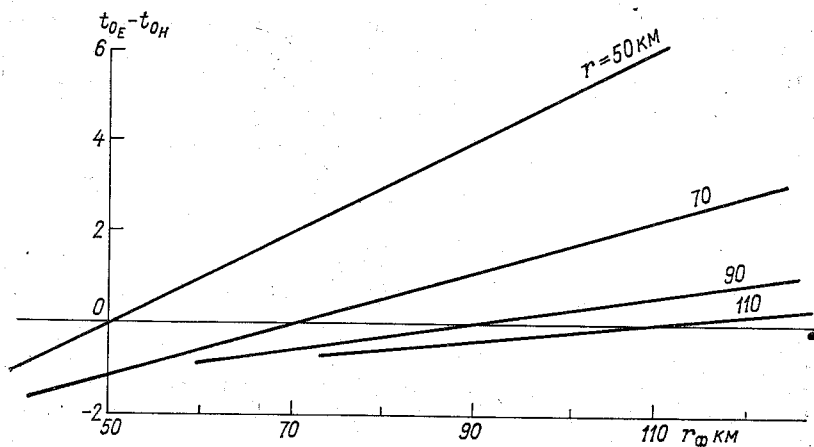


Рис. 2. Расхождение нулевых переходов откликов фильтров-антитрасс для различных расстояний до источника (r).

120 мкс. Этим значениям соответствует зона неопределенности, границы которой лежат примерно посередине между границами 1 и 2 на рис. 3. Кривые рис. 3 дают возможность выбрать разбиение интервалов дальностей на дискреты, удовлетворяющие тем или иным заданным требованиям. Например, можно задаться значением вероятности перекрытия соседних интервалов. При равномерной шкале градаций ошибки в основном появляются за счет градаций, близких к верхнему пределу оцениваемого диапазона дальностей. Так, при разбиении интервала дальностей 0—70 км на градации по 10 км вероятность ошибиться на ± 1 градацию не превышает 0,1. В принципе с уменьшением дальности ширину градаций можно сужать. Соответственно будет повышаться точность оценки расстояния, которая, начиная с 40—50 км, может быть сделана не хуже 5%. Однако при использовании дальномера для оценки местоположения грозовых очагов, учитывая, что их средние размеры в поперечнике составляют 10—15 км, делать градации меньше 10 км вряд ли целесообразно.

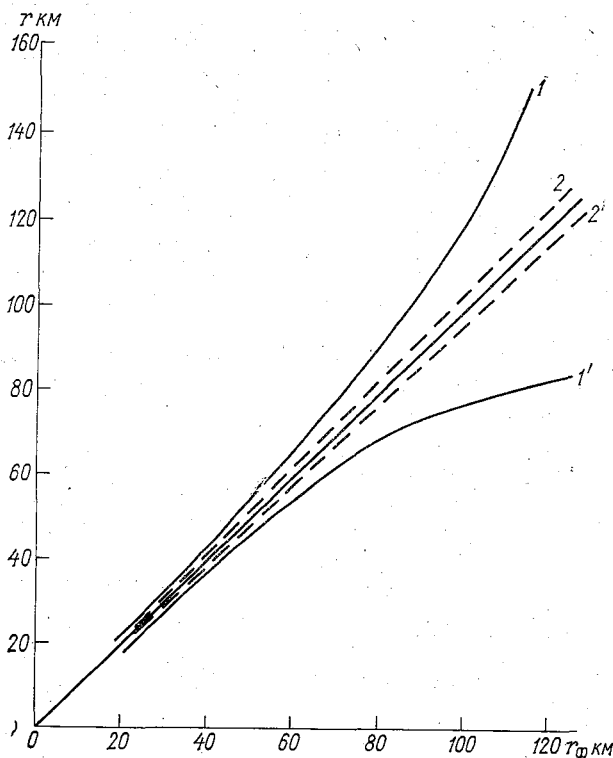


Рис. 3. Пределы ошибок определения расстояния до источника при фиксации нулевых переходов с точностью 0,5 мкс.

1 — пределы для $\alpha = 0,5 \cdot 10^5$, 2 — пределы для $\alpha = 0,5 \cdot 10^6$.

Приведем основные результаты испытаний *Е—Н*-дальномера в течение ряда грозовых сезонов. Как уже упоминалось выше, в первоначальном варианте макет имел пять градаций по дальности: 0—25, 25—50, 50—75, 75—100 и >100 км. Местоположение отдельных грозовых разрядов определялось по синхронным показаниям цифровой лампы дальномера и показаниями пеленгатора ПАГ-1. Синхронность показаний обеспечивалась запуском мультивибратора подсветки пеленгатора синхронизирующими импульсами из блока дальности. Информация о положении разрядов наносилась на карту обследуемого района в виде точек. Контрольные данные о положении гроз за эти сроки фиксировались на той же карте по показаниям метеорадиолокатора МРЛ-1, а также по данным метеостанций.

Методика обработки данных была аналогична той, которая использовалась при оценке точностных характеристик амплитудного дальномера [1].

В силу целого ряда причин, одна из которых была проанализирована ранее (вариации формы приходящих сигналов), наблюдается разброс показаний дальномера. Поэтому первоначальное суждение о наличии грозы принималось по градации с максимальным значением вероятности срабатывания, в качестве оценки которой использовалось относительное число срабатываний в секторе, где расположен грозовой очаг. Время накопления данных (40 мин) и минимальный порог срабатывания схемы запуска (2,9 В/м) выбирались исходя из требований обеспечения надежности оценок, не меньшей 0,95. В таких условиях обеспечивался уверенный прием электромагнитного излучения грозовых разрядов в радиусе до 150 км. Качество дальномера оценивалось по значениям вероятностей правильного определения градации расстояния ($P_{п.о}$), пропуска гроз ($P_{пр}$), а также вероятности ложной тревоги ($P_{л.т}$).

Значения этих параметров зависят от критерия, используемого для принятия решения о наличии грозы в пределах данной градации расстояния. Так, для первого грозового сезона (1971 г.) оказалось, что если о наличии гроз судить по трем и более срабатываниям в пределах отдельной градации, то $P_{л.т}$ по отдельным сеансам работы не превышает 0,04. В то же время величина $P_{пр}$ в некоторых случаях достигала 0,1. Если судить о грозе по одному (и более) срабатыванию, то $P_{пр}$ оказывается близкой к 0. Но в то же время $P_{л.т}$ увеличивается до 0,21 (в худших случаях). Следует заметить, что в число ложных срабатываний отнеслись ошибки в ± 1 градацию. Если считать допустимой оценку местоположения грозового очага с точностью в ± 1 градацию, то среднее значение $P_{л.т}$ (по всем сеансам) уменьшается приблизительно в 4 раза.

В последующем грозовом сезоне (1972 г.) были осуществлены некоторые видоизменения в макете дальномера: введено временное стробирование для селекции разрядов по типам лидер — обратный удар, скорректирован порог запуска, уменьшены до 15 км градаций расстояния. Поскольку число самих градаций осталось прежним, то рабочая зона дальномера была ограничена радиусом 60 км. По техническим причинам была исключена обзорная градация, характеризующая состояние грозовой активности за пределами рабочей зоны. Как показала последующая обработка экспериментальных данных, исключение обзорной градации привело к значительному увеличению среднего значения $P_{л.т}$. Это связано с тем, что вероятность нахождения грозы в промежуточной зоне 60—200 км, вызывающей срабатывание дальномера, более чем в 10 раз превосходит вероятность нахождения грозы в рабочей зоне (до 60 км). Чтобы уменьшить вероятность срабатывания от грозы, находящейся вне рабочей зоны, приходилось увеличивать порог запуска. Это, в свою очередь, приводило к тому, что для исключения пропуска отдельных гроз решение об их наличии надо было принимать по единичным срабатываниям, что, как отмечалось выше, приводило к увеличению $P_{л.т}$ даже

в тех случаях, когда гроза находилась в пределах рабочей зоны.

Несмотря на указанные недостатки, точностные характеристики $E-H$ -дальномера не выходили за пределы предъявляемых к нему тактико-технических требований. Ниже, в табл. 1, приведены данные, характеризующие работоспособность дальномера за грозовой сезон 1972 г. как в целом, так и по отдельным градациям.

Как видно из данных табл. 1, наибольшие ошибки получаются для градаций с более высоким номером, что вполне соответствует выводам, сделанным на основании кривых рис. 2. Если из числа ложных тревог исключить случаи, связанные с ошибками в ± 1 градацию, то $P_{л.т}$ уменьшается в два раза.

Таблица 1

Номер градации	$P_{п.о}$	$P_{л.т}$	$P_{пр}$
1	0,87	0,13	—
2	0,93	0,07	—
3	0,82	0,18	—
4	0,77	0,21	0,02
Всего	0,80	0,19	0,01

Проведенные испытания показали работоспособность устройства, реализующего $E-H$ -алгоритм определения расстояния до молниевых разряда. Испытываемый дальномер обеспечивал четкую локализацию грозовых очагов и позволял проследить динамику их движения и развития. В то же время выявились недостатки как самого макета дальномера, так и методики его проверки. В частности, в автономном режиме работы дальномера отсутствие обзорной градации, позволяющей судить о наличии грозы вне рабочей зоны, в несколько раз увеличивает $P_{л.т}$. Поэтому в устройствах, подобных испытываемому, введение обзорной градации не только целесообразно, но и необходимо.

Ошибки, присущие использованному методу проверки дальномера по показаниям МРЛ (с разбивкой анализируемого поля наблюдений на ячейки 30×30 км), синоптическим картам и данным штормоповещения, при сужении градаций дальности до значений менее 25 км не обеспечивают требуемой точности контроля данных и не позволяют оценить потенциальные возможности $E-H$ -метода.

Использование $E-H$ -дальномера совместно с грозопеленгатором для однопунктного определения местоположения гроз в зоне до 100 км может обеспечить значительно более высокую точность, чем при других методах дальнометрии, например амплитудном [1], за счет определения расстояния до грозы в пределах более мелких градаций, равномерно распределенных по расстоянию. Дальнейшее развитие $E-H$ -дальномера позволит использовать интерполяционную обработку сигналов на выходе пар фильтров-антитрасс и получить таким путем непрерывное измерение расстояния до грозы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амплитудный анализатор для определения расстояния до грозовых очагов/Н. В. Бару, И. И. Кононов, М. Е. Соломоник, В. Д. Плотников.—Труды ГГО, 1975, вып. 358, с. 108—115.
2. Бару Н. В., Кононов И. И., Соломоник М. Е. Ограничитель дальности действия грозоуловителя.—Труды ГГО, 1974, вып. 301, с. 168—177.
3. Гальперин С. М., Соломоник М. Е., Степаненко В. Д. Авторское свидетельство № 200633, БИ № 17, 1967.
4. Кононов И. И. Импульсный электромагнитный метод определения удаленности грозовых очагов.—Труды ГГО, 1970, вып. 253, с. 46—54.
5. Кононов И. И. Устройство для определения удаленности грозовых очагов. Авторское свидетельство № 316049, БИ № 29, 1971.

Н. А. Файзулин, Б. В. Семагин, В. С. Снегуров

АЛГОРИТМЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ДАЛЬНОСТИ ДО ГРОВОВЫХ ОЧАГОВ

В известных вариантах E — H -дальномеров [1, 2] осуществляется анализ откликов фильтров-антитрасс по их нулевым переходам. Их расхождение соответствует расстоянию до источника. Для увеличения точности дальномера приходится увеличивать количество пар фильтров или, используя зависимость разности временных интервалов между нулевыми переходами, осуществлять интерполирование внутри каждой градации дальности [2]. В настоящей работе предлагается четыре алгоритма для построения двухканальных устройств, с помощью которых однозначно определяется удаление до грозových разрядов. Для выходных сигналов приемных электрической и магнитной антенн, расположенных в одной точке, можно записать следующие выражения:

$$U_E(t) = aE_z(t); \quad U_H(t) = bH_\varphi(t), \quad (1)$$

где

$$a = K_E \frac{\mu}{2\pi R}; \quad b = K_H \frac{1}{2\pi c R};$$

$$E_z(t) = P''(t) + \alpha P'(t) + \alpha^2 P(t);$$
$$H_\varphi(t) = P''(t) + \alpha P'(t); \quad (2)$$

$P(t)$ — дипольный момент источника; $\alpha = c/R$; c — скорость света; R — дальность до источника; K_E , K_H — множители, учитывающие диаграммы направленности и действующие высоты приемных антенн.

В выражения (1) входят один информационный параметр α и три неинформационных неизвестных параметра $P(t)$, a и b , причем вариации этих параметров велики, а априорные сведения о них отсутствуют. Измеритель дальности должен на основе принятых $U_E(t)$ и $U_H(t)$ сформировать оценку параметра, независимую от $P(t)$, a и b . Из выражения (2) можно записать:

$$P(t) = \frac{E_z(t) - H_\varphi(t)}{\alpha^2}. \quad (3)$$

Подставляя (3) в выражение для $E_z(t)$ и учитывая, что

$$E_z(t) = P''(t) + \alpha \int_0^t H_\varphi(\tau) d\tau,$$

получим

$$E_z(t) = \frac{E_z''(t) - H_\varphi''(t)}{\alpha^2} + \alpha \int_0^t H_\varphi(\tau) d\tau. \quad (4)$$

Дифференцируя обе части равенства (4), получим

$$E_z^{(n)}(t) = \frac{E_z^{(n+2)}(t) - H_\varphi^{(n+2)}(t)}{\alpha^2} + \alpha H_\varphi^{(n-1)}(t). \quad (5)$$

Здесь

$$E_z^{(n)}(t) = \frac{d^n E_z(t)}{dt^n}; \quad H_\varphi^{(n)}(t) = \frac{d^n H_\varphi(t)}{dt^n}.$$

Отсюда, учитывая (1), можно записать

$$U_E^{(n)}(t) = \frac{U_E^{(n+2)}(t) - \frac{a}{b} U_H^{(n+2)}(t)}{\alpha^2} + \alpha \frac{a}{b} U_H^{(n-1)}(t). \quad (6)$$

Любые два равенства (6), взятые при различных величинах n и m , представляют собой систему из двух уравнений с двумя неизвестными α и a/b . Решая их совместно, получим уравнение пятой степени относительно

$$\begin{aligned} & \alpha^5 [U_E^{(n)}(t) U_H^{(m-1)}(t) - U_H^{(n-1)}(t) U_E^{(m)}(t)] + \\ & + \alpha^3 [U_H^{(n-1)}(t) U_E^{(m+2)}(t) - U_E^{(n+2)}(t) U_H^{(m-1)}(t)] + \\ & + \alpha^2 [U_H^{(n+2)}(t) U_E^{(m)}(t) - U_E^{(n)}(t) U_H^{(m+2)}(t)] + \\ & + [U_E^{(n+2)}(t) U_H^{(m+2)}(t) - U_H^{(n+2)}(t) U_E^{(m+2)}(t)] = 0. \end{aligned} \quad (7)$$

Соответственно любые два равенства (6), взятые при одинаковом n , но в различные моменты времени t_1 и t_2 , также представляют систему из двух уравнений с двумя неизвестными. Их совместное решение дает уравнение следующего вида:

$$\begin{aligned} & \alpha_5 [U_E^{(n)}(t_1) U_H^{(n-1)}(t_2) - U_H^{(n-1)}(t_1) U_E^{(n)}(t_2)] + \\ & + \alpha^3 [U_H^{(n-1)}(t_1) U_E^{(n+2)}(t_2) - U_E^{(n+2)}(t_1) U_H^{(n-1)}(t_2)] + \\ & + \alpha^2 [U_H^{(n+2)}(t_1) U_E^{(n)}(t_2) - U_E^{(n)}(t_1) U_H^{(n+2)}(t_2)] + \\ & + [U_E^{(n+2)}(t_1) U_H^{(n+2)}(t_2) - U_H^{(n+2)}(t_1) U_E^{(n+2)}(t_2)] = 0. \end{aligned} \quad (8)$$

Подстановка (1) в (7) и (8) показывает, что они имеют действительный положительный корень $\alpha = \alpha$, не зависящий от $P(t)$, a и b .

Решение уравнений (7) и (8) громоздко и задача определения α может быть существенно упрощена, если исходные равенства (6) рассматривать в моменты времени t_1 и t_2 , для которых справедливы условия:

$$U_E^{(n-1)}(t_1) = 0; \quad U_E^{(n)}(t_2) = 0 \quad (9)$$

или

$$U_H^{(n-1)}(t_1) = 0; \quad U_H^{(n)}(t_2) = 0. \quad (10)$$

При выполнении условий (9) получим два различающихся по виду уравнения для определения α :

$$\alpha^3 = \frac{U_H^{(n+1)}(t_1)U_E^{(n+2)}(t_2) - U_H^{(n+2)}(t_2)U_E^{(n+1)}(t_1)}{U_H^{(n-2)}(t_1)U_E^{(n+2)}(t_2) - U_H^{(n-1)}(t_2)U_E^{(n+1)}(t_1)} \quad (n \geq 2), \quad (11)$$

$$\alpha^3 = \frac{U_H^{(n)}(t_2)U_E^{(n-3)}(t_1) - U_H^{(n-1)}(t_1)U_E^{(n-2)}(t_2)}{U_H^{(n-4)}(t_1)U_E^{(n-2)}(t_2) - U_H^{(n-3)}(t_2)U_E^{(n-3)}(t_1)} \quad (n \geq 4). \quad (12)$$

Подстановка (1) в (11) и (12) показывает, что эти уравнения имеют один действительный корень $\alpha_1 = \alpha$ и комплексно-сопряженные корни $\alpha_{2,3} = -\frac{\alpha}{2}(1 \pm i\sqrt{3})$.

При выполнении условий (10) получим уравнения:

$$\alpha^2 = \frac{U_E^{(n+2)}(t_1)U_H^{(n+3)}(t_2) - U_E^{(n+3)}(t_2)U_H^{(n+2)}(t_1)}{U_E^{(n)}(t_1)U_H^{(n+3)}(t_2) - U_E^{(n+1)}(t_2)U_H^{(n+2)}(t_1)} \quad (n \geq 1), \quad (13)$$

$$\alpha^2 = \frac{U_E^{(n-1)}(t_1)U_H^{(n-3)}(t_2) - U_E^{(n)}(t_2)U_H^{(n-4)}(t_1)}{U_E^{(n-3)}(t_1)U_H^{(n-3)}(t_2) - U_E^{(n-2)}(t_2)U_H^{(n-4)}(t_1)} \quad (n \geq 4). \quad (14)$$

Эти уравнения имеют корни $\alpha_{1,2} = \pm \alpha$.

Если же использовать условия совместного выполнения (9) и (10), обозначив при этом моменты времени, для которых справедливо (9), через t_{1E} и t_{2E} , а моменты времени, для которых справедливо (10), через t_{1H} и t_{2H} , то соответственно можно получить четыре различных алгоритма определения α :

$$\alpha = \frac{U_H^{(n+1)}(t_{1E})U_E^{(n+2)}(t_{2E}) - U_H^{(n+2)}(t_{2E})U_E^{(n+1)}(t_{1E})}{U_H^{(n-2)}(t_{1E})U_E^{(n+2)}(t_{2E}) - U_H^{(n-1)}(t_{2E})U_E^{(n+1)}(t_{1E})} \times \\ \times \frac{U_E^{(n)}(t_{1H})U_H^{(n+3)}(t_{2H}) - U_E^{(n+1)}(t_{2H})U_H^{(n+2)}(t_{1H})}{U_E^{(n+2)}(t_{1H})U_H^{(n+3)}(t_{2H}) - U_E^{(n+3)}(t_{2H})U_H^{(n+2)}(t_{1H})} \quad (n \geq 2), \quad (15)$$

$$\alpha = \frac{U_H^{(n+1)}(t_{1E})U_E^{(n+2)}(t_{2E}) - U_H^{(n+2)}(t_{2E})U_E^{(n+1)}(t_{1E})}{U_H^{(n-2)}(t_{1E})U_E^{(n+2)}(t_{2E}) - U_H^{(n-1)}(t_{2E})U_E^{(n+1)}(t_{1E})} \times \\ \times \frac{U_E^{(n-3)}(t_{1H})U_H^{(n-3)}(t_{2H}) - U_E^{(n-1)}(t_{2H})U_H^{(n-4)}(t_{1H})}{U_E^{(n-1)}(t_{1H})U_H^{(n-3)}(t_{2H}) - U_E^{(n)}(t_{2H})U_H^{(n-4)}(t_{1H})} \quad (n \geq 4), \quad (16)$$

$$\alpha = \frac{U_H^{(n)}(t_{2E})U_E^{(n-3)}(t_{1E}) - U_H^{(n-1)}(t_{1E})U_E^{(n-2)}(t_{2E})}{U_H^{(n-4)}(t_{1E})U_E^{(n-2)}(t_{2E}) - U_H^{(n-3)}(t_{2E})U_E^{(n-3)}(t_{1E})} \times$$

$$\times \frac{U_E^{(n)}(t_{1H})U_H^{(n+3)}(t_{2H}) - U_E^{(n+1)}(t_{2H})U_H^{(n+2)}(t_{1H})}{U_E^{(n+2)}(t_{1H})U_H^{(n+3)}(t_{2H}) - U_E^{(n+3)}(t_{2H})U_H^{(n+2)}(t_{1H})} \quad (n \geq 4), \quad (17)$$

$$\alpha = \frac{U_H^{(n)}(t_{2E})U_E^{(n-3)}(t_{1E}) - U_H^{(n-1)}(t_{1E})U_E^{(n-2)}(t_{2E})}{U_H^{(n-4)}(t_{1E})U_E^{(n-2)}(t_{2E}) - U_H^{(n-3)}(t_{2E})U_E^{(n-3)}(t_{1E})} \times$$

$$\times \frac{U_E^{(n-3)}(t_{1H})U_H^{(n-3)}(t_{2H}) - U_E^{(n-2)}(t_{2H})U_H^{(n-4)}(t_{1H})}{U_H^{(n-1)}(t_{1H})U_H^{(n-3)}(t_{2H}) - U_E^{(n)}(t_{2H})U_H^{(n-4)}(t_{1H})} \quad (n \geq 4). \quad (18)$$

Подстановка (1) в (15)—(18) показывает, что эти равенства выполняются только при $\alpha = \alpha$.

Таким образом, в соответствии с алгоритмами (7), (8) и (11)—(18) можно получить однозначную оценку α информационного параметра α , независимую от вида дипольного момента источника разряда и от амплитуд сигналов, соответствующих зарегистрированным в точке приема вертикальной электрической и горизонтальной магнитной компонентам поля молниевых разряда. Полученные алгоритмы позволяют определить структурные схемы измерителей дальности до грозовых очагов, использующих различную зависимость электрической и магнитной компонент поля разряда от расстояния до источника разряда.

Практическая реализация структурных схем по алгоритмам (11)—(18) осуществляется на основе последовательного дифференцирования выходных сигналов приемных электрической и магнитной антенн, запоминания с помощью аналоговых запоминающих устройств величин сигналов, входящих в алгоритм, в моменты времени согласно условий (9), (10) и применения решающего устройства в соответствии с определенным алгоритмом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бару Н. В., Кононов И. И., Соломоник Н. Е. Радиопеленгаторы-дальномеры близких гроз.—Л.: Гидрометеоздат, 1976.—143 с.
2. Файзулин Н. А., Кононов И. И., Плотников В. Д. Импульсный электромагнитный грозодалномер ближней зоны.—Труды ГГО, 1975, вып. 358, с. 116—123.

Л. Г. Махоткин, Б. К. Иньков

ПРОВЕРКА ПОКАЗАНИЙ ПЕЛЕНГАТОРОВ АТМОСФЕРИКОВ НА ОЧЕНЬ МАЛЫХ РАССТОЯНИЯХ

В аппаратуре, предназначенной для наблюдений за местными грозовыми очагами, с самого начала (см., например, [4]) стали применять рамочные антенны, оказавшиеся практически достаточно удобными. Так как в литературе еще раньше встречались указания на возможность больших искажений пеленгов на малых расстояниях (сравнимых с длиной рабочей волны) в случае использования пеленгаторов с рамочными антеннами, в 1961 г. были проведены специальные наблюдения, во время которых показания пеленгатора сравнивались с данными визуального определения азимутов молний [1]. Результаты этой работы экспериментально подтвердили возможность использования пеленгатора с рамочными антеннами для пеленгования молний вплоть до самых малых расстояний (порядка нескольких километров при длине рабочей волны около 45 км), так как в большинстве случаев расхождения не превышали $\pm 5^\circ$, т. е. лежали в практически допустимых пределах.

Однако результаты проведенной тогда экспериментальной проверки работы аппаратуры на самых малых расстояниях относились только к пеленгаторам атмосфериков с амплитудной индикацией азимутов. В течение нескольких десятков лет во всех пеленгаторах атмосфериков использовалась только такая методика, при которой азимуты источников (молний) находились по соотношению амплитуд и знаков сигналов, принятых двумя рамочными (т. е. магнитными) антеннами. Открытая (электрическая) антенна используется в этих пеленгаторах лишь для исключения двусмысленности показаний. Позднее было замечено, что желательно проверить возможность использования новой методики индикации азимутов, основанной на преобразовании амплитудных соотношений рамочных сигналов в сдвиг фаз, после чего азимут источника однозначно связывается с разностью фаз колебаний, формируемых магнитной и электрической составляющей принятого атмосферика [3]. Практика подтвердила не только

возможность, но и большую перспективность применения фазовой методики индикации азимутов в пеленгаторах атмосфериков вследствие значительного упрощения аппаратуры, меньших требований к стабильности усиления и т. д., причем точность измерений почти всегда (за исключением самых малых расстояний) остается такой же, как и при использовании обычных амплитудных пеленгаторов [2].

Пеленгаторы с фазовой индикацией азимутов при наблюдениях за близкими грозowymi разрядами могут давать более или менее заметные ошибки, вызванные сдвигом фаз колебаний, принимаемых как магнитными (рамочными) антеннами, так и элект-

Таблица 1

Значения параметра (fR) (км·кГц) при разных $\Delta\alpha$

$\Delta\alpha$	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	—	184	146	128	116	108	101	96	92	88
10	85	82	80	78	76	74	72	71	69	68
20	67	66	65	64	63	62	61	60	59	58
30	57	57	56	55	54	54	53	52	52	51
40	51	50	49	49	48	48	47	47	46	46
50	45	44	44	43	43	42	42	41	41	40
60	40	39	39	38	38	37	36	36	35	35
70	34	34	33	32	31	31	30	29	28	28
80	27	26	25	24	23	21	20	18	16	12

трической (штыревой) антенной. В пеленгаторах с амплитудной индикацией азимутов этот сдвиг практически не вызывает ошибок и затруднений в определении стороны, которая становится совершенно неопределенной только в пределе на нулевом расстоянии. Теоретически величина сдвига фаз ($\Delta\alpha$) между электрическими и магнитными составляющими атмосферика дается формулой:

$$\operatorname{tg}(\Delta\alpha) = \left(\frac{c}{2\pi fR}\right)^3 \approx \left(\frac{47,7}{fR}\right)^3, \quad (1)$$

где частота f выражена в кГц, а расстояние R — в км. Для оценки условий, при которых теоретически ожидается появление определенных значений $\Delta\alpha$ и равных им по величине дополнительных погрешностей пеленгаторов с фазовой индикацией азимутов, были подсчитаны соответствующие значения параметра (fR), представленные в табл. 1.

Величина дополнительной погрешности $\Delta\alpha$, вызванной появлением разности фаз между электрической и магнитной составля-

ющими атмосферика, согласно табл. 1, начиная с $(fR) = 108 \text{ км} \times \text{кГц}$ не превышает 5° , т. е. при рабочей частоте $f = 7 \text{ кГц}$, обычно используемой для пеленгаторов атмосфериков [3], становится сравнимой с аппаратными погрешностями на расстояниях более $108/7 \approx 15 \text{ км}$. По-видимому, экспериментальная проверка результатов пеленгования грозовых разрядов в самой ближней зоне (на расстояниях менее 15 км) при использовании пеленгаторов с фазовой индикацией азимутов до сих пор не проводилась. Для осуществления такой проверки достаточно сравнить показания пеленгатора с фазовой индикацией азимутов с показаниями пеленгатора с обычной амплитудной индикацией азимутов, так как погрешности последнего по результатам проведенной ранее экспериментальной работы [1] остаются в практически допустимых пределах даже на самых малых расстояниях.

Летом 1975 г. на полевой базе ГГО в пос. Воейково в течение ряда дней (преимущественно при наличии местных гроз) проводились параллельные наблюдения по двум пеленгаторам с общими рамочными антеннами. Пеленгаторы, применявшиеся в этой работе, имели однотипные узкополосные усилители, настроенные на рабочую частоту 7 кГц, и отличались друг от друга только по методике индикации азимутов (фазовой — в одном приборе и амплитудной — в другом). Строгая синхронность отсчетов по двум пеленгаторам обеспечивалась применением импульса подсветки, автоматически отпирающего на короткое время (2 мс) электронно-лучевые трубки обоих индикаторов при приходе атмосферика с амплитудой, превышающей (после усиления) порог срабатывания блока подсветки.

После проведения серии таких измерений выяснилось, что, в отличие от единичных случайных отклонений, значительные групповые расхождения показаний двух пеленгаторов (в среднем не менее 10°) встречались только в те дни, когда местные грозы отмечались всеми тремя счетчиками местных грозовых разрядов типа ПРГ [5], установленными в данном пункте. Эти счетчики имели радиусы обнаружения, приблизительно равные 200, 100 и 15 км, так что наличие отметок по последнему (15 км) счетчику указывало на присутствие гроз на расстояниях менее 15 км, причем именно в такие дни в полном соответствии с указанными выше теоретическими оценками наблюдались значительные расхождения пеленгов (для исключения многочисленных далеких атмосфериков обычный уровень запуска блока подсветки повышался на 30 дБ). Наиболее сильная местная гроза была 28 июля, когда (счетчиком) радиусом обнаружения 15 км (и эффективным радиусом 10 км) было зарегистрировано 478 разрядов, что составляет примерно четверть годовой суммы при средней плотности около 6 разряд/($\text{км}^2 \cdot \text{год}$). Наиболее характерной особенностью данных, полученных во время проведенных в этот день сеансов, было наличие больших расхождений пеленгов (или, другими словами, больших $\Delta\alpha$) вместе с заметными изменениями средних значений $\Delta\alpha$ в зависимости от направления. Естественнее всего это можно

объяснить тем, что наиболее активные гроззовые образования располагались вокруг пункта с разных сторон на различных расстояниях, ближе на юго-западе (при $\Delta\alpha \approx 50^\circ$ по табл. 1 $R \approx 6$ км), несколько дальше на востоке ($\Delta\alpha \approx 25^\circ$, $R \approx 9$ км), а в других направлениях (С, СВ, В, З) на некоторых промежуточных расстояниях — ($\Delta\alpha \sim 30 \div 40^\circ$). Аналогичные изменения при меньшем числе отдельных групп встречались также в другие дни, например, 26 августа в южном $\Delta\alpha \approx 0^\circ$ ($R > 15$ км) и западном $\Delta\alpha \approx 15^\circ$ ($R \sim 10$ км) направлениях. Значения $\Delta\alpha$, приближающиеся к предельной величине (90°), соответствующей расстояниям менее 3 км, не встречались в это время из-за малой вероятности появления сравнительно небольшого общего числа таких близких молний в периоды ждущего состояния блока подсветки. Однако при работе пеленгаторов на очень высокой чувствительности, применя-

Таблица 2

Зависимость величины $\Delta\alpha$ (в градусах) от расстояния и частоты

f кГц	R км								
	10	20	30	40	50	60	70	80	90
2	86	59	27	12	6	3	2	1	1
1	89	86	76	60	41	27	18	12	8

емой для наблюдений за далекими гроззовыми очагами (на расстояниях в тысячи километров), изредка отмечались помехи от местной электрической сети (в радиусе не более сотен метров), которые давали значение $\Delta\alpha \approx 90^\circ$. Следовательно, все полученные пока экспериментальные данные согласуются с оценками, сделанными по формуле (1), т. е. с ожидаемыми теоретическими величинами.

При обычно применяемой рабочей частоте (7 кГц) погрешности пеленгаторов с фазовой индикацией азимутов становятся значительными (более 20°) только в зоне прямой видимости при грозах в непосредственной близости от пункта наблюдений и сравнимы в этом случае с угловыми размерами отдельных гроззовых облаков, так что практически не имеют существенного значения.

Некоторый практический интерес может представить только предсказываемая теоретически и подтверждаемая экспериментально зависимость погрешностей ($\Delta\alpha$) от расстояния с точки зрения использования ее для оценки удаленности разрядов. В самой ближней зоне (примерно до 10—15 км) оценка расстояний до молний может быть сделана при подходящих условиях по времени между молнией и громом, т. е. гораздо проще, чем по $\Delta\alpha$. Поэтому остается только попробовать перейти на более низкие частоты, сравнивая прямо (без пеленгации) фазы атмосфериков, принятых

на рамочную и штыревую антенны. Примерные оценки разности фаз, полученные по расчетным данным, взятым из табл. 1, приведены в табл. 2.

По данным, приведенным в табл. 2, диапазон расстояний, различимых в какой-то степени на низких частотах, оказывается весьма узким и сводится на частоте 2 кГц к интервалу 10—40 км, а на частоте 1 кГц к интервалу 20—70 км. За пределами этих небольших интервалов изменения $\Delta\alpha$ в зависимости от расстояния становятся слишком малыми и могут быть меньше вероятных погрешностей измерений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Асташенко А. И., Махоткин Л. Г. О пеленговании ближних грозовых разрядов. — Труды ГГО, 1963, вып. 146, с. 10—16.
2. Иньков Б. К., Махоткин Л. Г. Опыт применения пеленгатора Ерухимовича для наблюдений за атмосфериками. — Труды ГГО, 1975, вып. 358, с. 40—47.
3. Кашпровский В. Е. Определение местоположения гроз радиотехническими методами. — М.: Наука, 1966. — 248 с.
4. Лыдзар П. С. Установка для определения местоположения близких грозовых очагов с одного пункта. — Труды ГГО, 1966, вып. 188, с. 29—33.
5. Лыдзар П. С. Полупроводниковые грозорегистраторы. — Труды ГГО, 1964, вып. 157, с. 54—58.

Л. Г. Махоткин, Б. К. Иньков, Г. П. Лещенко

О ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ УЗКОПОЛОСНОГО ВАРИАНТА ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО МЕТОДА ОЦЕНКИ РАССТОЯНИЯ ДО ГРОВОНЫХ ОЧАГОВ

Простота и высокая помехоустойчивость амплитудного метода оценки расстояния до близких грозовых очагов (в радиусе примерно до 200—300 км) обеспечили его практическое применение в различных установках для наиболее удобных и эффективных однопунктных наблюдений. Однако невозможность существенного уточнения применяемой предельной шкалы расстояний с градациями, увеличивающимися в геометрической прогрессии [2], заставляет при решении отдельных частиц задач продолжать поиски более точных методов определения удаленности близких грозовых очагов по данным наблюдений в одном пункте. К ним относится прежде всего метод, основанный на сравнении электрической и магнитной компонент атмосфериков [1]. Практические затруднения, которые могут встретиться при использовании последнего метода, связаны главным образом не с усложнением аппаратуры, а с понижением помехоустойчивости в результате приема атмосфериков в широкой полосе низких частот, где наблюдается значительный фон, создаваемый далекими атмосфериками и техническими помехами [3]. Поэтому представляет интерес организация и проведение наблюдений с целью проверки частных теоретических закономерностей, относящихся к изменению фазовых соотношений узкополосных компонент атмосфериков в ближней зоне. Только опытным путем может быть выяснен вопрос о наличии или отсутствии существенных потерь, вызванных резким сокращением объема используемых характеристик атмосфериков. При строгом соблюдении теоретических закономерностей такие потери должны отсутствовать, однако в реальных условиях могут не всегда выполняться исходные теоретические допущения.

При организации наблюдений для проверки возможности резкого уменьшения избыточности информации в случае использования только фазовых параметров атмосфериков без учета амплитудных соотношений самое главное внимание было обращено на

обеспечение возможности более определенной интерпретации получаемых данных. Хорошо зная о практических затруднениях, возникающих при привязке результатов отдельных наблюдений, можно было предусмотреть, во-первых, систематическую непрерывную регистрацию фазового параметра принимаемых атмосфериков, и, во-вторых, синхронные наблюдения на двух различных частотах, позволяющих сравнивать экспериментальные и теоретические данные без привлечения данных о расстояниях до гроз.

Для проведения экспериментальных работ по первому варианту была собрана лабораторная установка, состоящая из двухканального усилителя, настроенного на частоту 1 кГц при ширине полосы 0,1 кГц на уровне 0,7, фазометрического устройства и самописца типа Н-30. Один из парных каналов усилителя был

Таблица 1

Сдвиг фаз (в градусах) между электрической и магнитной компонентами атмосферика на частотах f_1 и f_2

f_1 (4 кГц)	0	10	20	30	40	50	60	70	80	85
f_2 (5 кГц)	0	5	10	17	23	32	41	56	70	81
f_1 (3 кГц)	0	10	20	30	40	50	60	70	80	85
f_2 (4 кГц)	0	4	9	13	19	27	36	50	66	79

соединен с вертикальной открытой антенной, второй канал работал с рамочной антенной с заземленной средней точкой и переходным трансформатором. Разность фаз электрической и магнитной компонент каждого принятого атмосферика регистрировалась в пределах от 0 до 90° по 8 интервалам шириной около 11°. При выбранной рабочей частоте такие интервалы по данным элементарного теоретического расчета могли соответствовать грациям расстояния 0—20, 20—30, 30—40, 40—50, 50—60, 60—70, 70—100 и 100 км. Наличие непрерывной записи фазовых параметров атмосфериков в секторе приема рамки с выбранным полупериодом давало возможность использовать для интерпретации результатов развернутые по времени данные о развитии грозовой деятельности в районе пункта.

Второй вариант проверки теоретической закономерности основан на использовании зависимости фазового сдвига от частоты при одном и том же расстоянии до разряда (т. е. при одновременном приеме каждого атмосферика на двух частотах). Легко подсчитать ожидаемые практически фазовые сдвиги на частоте f_2 при заданных фазовых сдвигах на частоте f_1 . В качестве примера результаты такого подсчета для отдельных пар частот приведены в табл. 1.

Как видно из табл. 1, теоретически ожидается вполне определенно измеримые расхождения между показаниями фазометров, работающих даже на сравнительно близких частотах. Данные непосредственных измерений могут подтвердить результаты

теоретических оценок или же указать на необходимость корректировки расчетов в случае появления существенных систематических расхождений между теоретическими и экспериментальными величинами.

Для проведения намеченной экспериментальной работы летом 1976 г. на полевой базе ГГО под Ленинградом была собрана сначала регистрирующая установка, а потом подготовлен комплект фазометров для одновременных наблюдений на двух частотах. Вследствие очень малого количества гроз в конце этого сезона наблюдения на двух частотах не удалось провести, но были получены материалы регистрации атмосфериков на частоте 1 кГц.

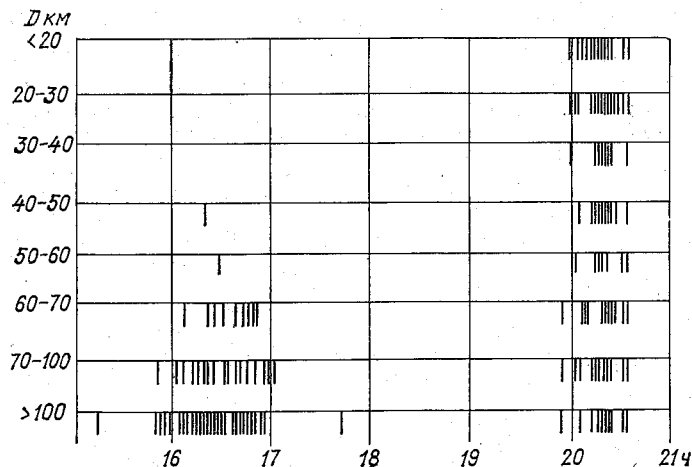


Рис. 1. Образец оригинальной автоматической записи разности фаз электрической и магнитной компонент атмосфериков с указанием расчетных расстояний.

Характерный пример оригинальной записи, полученный автоматически 2 августа 1976 г., приводится на рис. 1. В этот день по данным метеосети Северо-Западного УГКС наблюдались два грозовых образования. Сначала изолированный грозовой очаг появился в районе южного побережья Ладожского озера и был отмечен с 15 ч 51 мин метеостанцией, расположенной на расстоянии 90 км от пункта наблюдения. На записи, приведенной на рис. 1, подавляющее большинство зарегистрированных атмосфериков относится к расстояниям от 70 до 100 км и лишь два изолированных штриха имеется на дорожках для расстояний 40—60 км. Совершенно иной характер имеет запись в интервале от 20 до 21 ч, когда грозовой фронт, двигавшийся с юго-запада, прошел через пункт наблюдения и оказался в секторе приема регистратора при наличии гроз на расстояниях от 0 до 100 км, что

и было отмечено прибором. Получение подобных записей служит определенным экспериментальным подтверждением практической возможности использования узкополосного фазового варианта.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кононов И. И. Импульсный электромагнитный метод определения удаленности грозовых очагов. — Труды ГГО, 1970, вып. 253, с. 46—54.
2. Махоткин Л. Г., Лыдзар П. С. Ориентировочная оценка удаленностей гроз по амплитудам атмосфериков. — Труды ГГО, 1963, вып. 146, с. 58—64.
3. Файзулин Н. А., Кононов И. И., Плотников В. Д. Влияние внешнего шума на точностные характеристики импульсного электромагнитного грозодалномера ближней зоны. — Труды ГГО, 1975, вып. 358, с. 124—130.

В. С. Снегуров, Б. В. Семагин

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ФАЗОВЫХ СООТНОШЕНИЙ МЕЖДУ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ И МАГНИТНОЙ КОМПОНЕНТАМИ ПОЛЯ МОЛНИЕВЫХ РАЗРЯДОВ

Теоретические и экспериментальные данные по исследованию амплитудно-частотных и временных характеристик электромагнитного излучения молниевых разрядов показали, что в ближней зоне их можно представить в рамках дипольной модели излучателя [1, 4—7]. Для этой модели из расчетов вытекает вполне определенная зависимость разности фаз $\delta\psi_{HE}$ между электрической E_z и магнитной H_φ составляющими поля в зависимости от частоты f и расстояния R . Аналитически эта зависимость представляется выражением вида:

$$\delta\psi_{HE} = \arctg\left(\frac{c}{2\pi fR}\right)^3. \quad (1)$$

Аналогичное соотношение в несколько измененном виде приведено в работе [1]. На малых расстояниях ($R \rightarrow 0$) $\delta\psi \rightarrow \pi/2$. По мере увеличения R разность фаз уменьшается, а в волновой зоне она равна нулю. Уменьшение разности фаз для различных частот происходит по-разному. Чем ниже частота, тем медленнее убывает $\delta\psi$. Расчеты показывают, что на частоте 0,5 кГц $\delta\psi < 1,0^\circ$ при $R > 300$ км, для $f = 2$ кГц $\delta\psi < 1,0^\circ$ при $R > 100$ км.

В настоящее время задача сводится к экспериментальной проверке зависимости $\delta\psi$ от R . Измерения проводились с помощью фазометра, работа которого построена следующим образом. Сигналы электрической и магнитной антенн через согласующие устройства поступают на узкополосные фильтры, настроенные на частоты 0,5, 1 и 2 кГц. Добротность фильтров равна 10. Точность настройки по добротности на резонансной частоте лучше 5%. Квазигармонический сигнал с узкополосных фильтров подается на пороговое устройство и усилитель-ограничитель каждого канала. Пороговые устройства включают компараторы и статические триггеры. Уровни запуска пороговых устройств задаются

ковыми и регулируются с помощью потенциометра. Минимальный уровень запуска порогового устройства соответствует В. На выходе получается одиночный импульс, длительность которого равна фазовому расхождению нулевых переходов E — H сигналов.

Абсолютная погрешность измерения фазовых сдвигов равна ± 1 с. Она обусловлена, в основном, амплитудно-фазовой погрешностью, возникшей в результате преобразования входного сигнала усилителя-ограничителя в прямоугольные импульсы как несогласование фронтов с моментом перехода через нуль.

Время индикации показаний измерителя выбрано в пределах ± 1 с, чтобы можно было зафиксировать показания частотомера. Схема бланка запускается от сигнала порогового устройства счетчика импульсов, по заполнению которого выдается сигнал сработки схемы измерителя в исходное состояние (готовность к приему нового разряда).

Чувствительность каждого канала определяется минимальным уровнем запуска пороговых устройств, уменьшенным в 10 раз (коэффициент усиления предварительного усилителя). Общая чувствительность фазометра порядка 2 мВ.

При проведении измерений фазовых сдвигов между электрической и магнитной компонентами электромагнитного излучения линейных разрядов к E каналу подключалась вертикальная антенна высотой 5 м. Эквивалентная емкость антенны порядка 0 пФ. К H каналам подключались рамочные антенны. Действующая высота их в зависимости от рабочей частоты изменялась $1,5 \cdot 10^{-3}$ до $6 \cdot 10^{-3}$ м.

Наблюдения проводились в грозовой сезон 1976 г. на полигоне Молдавской противогрозовой экспедиции. В качестве вспомогательных материалов использовались данные метеорологического радиолокатора МРЛ, метеостанций и постов, расположенных на территории Молдавии. При прохождении грозовых очагов над пунктом наблюдений проводились визуальные наблюдения, в которых для некоторых разрядов определялось расстояние.

Фотосъемка зон максимальной отражаемости облачных полей осуществлялась с интервалами от 5 до 15 мин. При прохождении близких очагов развертка на экране индикатора кругового обзора (ИКО) соответствовала 25 км. Большая часть наблюдений на МРЛ относится к случаям, когда на ИКО развертка соответствовала 100 и 300 км. Масштаб расстояний индикатора определялся расположением активных засветок по отношению к пункту наблюдений. Соответственно выбиралась рабочая частота фазометра. В тех случаях, когда яркие части (засветки) находились на удалении до 100 км, на фазометре устанавливалась частота 1 кГц. При прохождении зон на больших расстояниях работа велась на частоте 0,5 кГц. В отдельных случаях изменялась рабочая частота фазометра с той целью, чтобы сопоставить данные по

$\delta\varphi$ на различных частотах. Так, 5 июля (наблюдения проводились на юге Молдавии) с 16 ч 50 мин до 17 ч 26 мин были засветки в районе наблюдений. По данным выносных постов в них генерировались грозовые разряды. На пункте регистрации атмосфериков проводились визуальные наблюдения, синхронная регистрация разности фаз.

Результаты обработки данных $\delta\varphi$ (за 5 июля) с привязкой к визуальным наблюдениям интересны тем, что удалось определить соотношение $\delta\varphi$ на удалениях < 10 км. Регистрация велась последовательно на частотах 1 и 2 кГц. Это позволило сопоставить значения $\delta\varphi$. Оказалось, что средняя величина $\delta\varphi$ для серии измерений из 25 случаев на обеих частотах равна 90° , а доверительный интервал составляет $\pm 10^\circ$ для $f=1$ кГц и $\pm 15^\circ$ для $f=2$ кГц при надежности 0,95. Следовательно, в среднем с указанной погрешностью $\delta\varphi$ соответствует расчетной.

По 25 отсчетам на частоте 1 кГц и 67 отсчетам на частоте 2 кГц значение вычисленного по формуле (1) отношения расстояний $R_2/R_1=0,90$. Аналогичное значение ($R_2/R_1=0,9$) получено для другой пары частот 0,5 и 2 кГц. В этом опыте зоны наблюдений на удалениях 50—60 км. Регистрация $\delta\varphi$ осуществлялась в центральной части Молдавии 6 августа с 16 ч 30 мин до 17 ч 30 мин. Наличие гроз подтвердилось данными визуальных наблюдений. В дальнейшем для уточнения соотношения (1) необходимо провести синхронную регистрацию атмосфериков на двух или трех частотах. Целесообразно провести сравнительные наблюдения с помощью фазового, импульсного дальномера с радиолокационной станцией метрового диапазона [2, 3]. Вопрос, касающийся радиуса действия дальномера, может быть решен только на основании экспериментальных данных. На расстояниях более 300 и 100 км для соответствующих частот при условии, что чувствительность дальномера обеспечивает прием и анализ сигнала с больших расстояний, мы должны наблюдать преобладание нулевых или близких к ним значений $\delta\varphi$. В силу конструктивных особенностей частотомера ЧЗ-35 получить нулевые отсчеты невозможно, так как в рабочем положении на индикаторах высвечиваются нули. Как показал опыт наблюдений, часто появляются малые отсчеты, порядка 0,1—1,0 мкс, которые можно считать за нулевые значения, так как вся шкала дальномера составляет для $f=0,5$ кГц 500 мкс и для $f=2$ кГц 125 мкс.

Естественно, что с увеличением R возрастает и число разрядов N , причем оно растет пропорционально площади. Поэтому ожидаемое резкое увеличение числа разрядов на предельных расстояниях, когда $\delta\varphi \rightarrow 0$, подтвердилось экспериментально.

За период наблюдений было получено 1004 отсчета значений $\delta\varphi$ на частоте 2 кГц и 1507 на частоте 0,5 кГц. Распределение количества грозовых разрядов в зависимости от расстояния, полученное по данным наблюдений, сделанных 20 июля, оказалось в общих чертах подобным распределению площадей, занятых

в это же время облаками на различных удалениях от пункта регистрации атмосфериков.

В конце грозового сезона, с 12 по 17 сентября, была проведена серия наблюдений за дальними атмосфериками с помощью фазометра и запоминающего осциллографа типа С8-9А.

Синхронизация наблюдений осуществлялась в одном случае с помощью импульса с усилителя ограничителя фазометра, в другом — визуально. Индикатор фазометра (частотометр ЧЗ-35) и осциллограф обеспечивают память, необходимую для проведения фотосъемки форм атмосфериков и записи отсчета по фазометру. В этот период (порядка 5 с) входы обоих приборов закрыты.

Таблица 1

Тип атмос- сферика	Число случаев	$\delta\bar{\psi}^\circ$	$\bar{E}B$	$\epsilon_\psi \%$	$\epsilon_E \%$	σ_ψ°	$\sigma_E B$
I	16	0,4	24	± 65	± 25	0,2	12
II	36	0,7	24	± 38	± 10	0,2	8
III	25	0,6	24	± 65	± 10	0,3	6
IV	79	1,0	36	± 38	± 17	0,2	14
V	52	0,9	30	± 33	± 6	0,2	6

Примечание. $\delta\bar{\psi}$, $\bar{E}$ — среднее арифметическое; ϵ — относительная ошибка измерения; σ_ψ , σ_E — средняя квадратическая ошибка серии измерений.

Наблюдения проводились по шкале до 50 В при положении ручки аттенюатора осциллографа 1:10. Всего за период наблюдений зарегистрировано 208 атмосфериков при наличии отсчетов по фазометру. В 200 случаях осуществлялась регистрация форм, которым соответствовали нули $\delta\psi$. Реально таких случаев было почти на порядок больше. Результаты обработки этих опытов представлены в табл. 1.

Расчеты проводились при коэффициенте надежности $\alpha=0,95$. Анализ и сопоставление данных, полученных в этих опытах, с результатами радиолокационных наблюдений и синоптической обстановкой показали, что они могут быть отнесены к расстояниям более 300 км. Именно на этих удалениях на частоте 0,5 кГц значение $\delta\psi \rightarrow 0$. Признаки, по которым проводилась группировка типов атмосфериков, включают только количество полупериодов. К первому типу отнесены формы униполярные с положительным или отрицательным полупериодом. Второй — четвертый типы атмосфериков представлены квазисинусоидальными формами, в которых количество полупериодов изменяется от 3 до 6—7; в принятой классификации эти типы относятся к расстоянию 300—500 км. Пятый тип атмосфериков характеризуется набором импульсов обоих знаков. Количество всплесков до 10—15. Аналогичные формы наблюдались нами ранее на удалениях 20—50 км.

Таким образом, экспериментальные данные указывают на принципиальную возможность применения измерений для определения дальности до грозового очага.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бару Н. В., Кононов И. И., Соломоник М. Е. Радиопеленгаторы—дальномеры ближних гроз.— Л.: Гидрометеиздат, 1976. — 143 с.
2. Методика исследования гроз радиотехническими средствами/С. М. Гальперин, В. Д. Степаненко, В. Н. Егоров и др.— Труды I Всесоюзного симпозиума по атмосферному электричеству. Л., Гидрометеиздат, 1976, с. 161—170.
3. Радиолокационное обнаружение грозных разрядов/С. М. Гальперин, В. Д. Степаненко, В. Н. Егоров, А. Ф. Гончар.— Труды I Всесоюзного симпозиума по атмосферному электричеству. Л., Гидрометеиздат, 1976, с. 170—177.
4. Кононов И. И. Импульсный электромагнитный метод определения удаленности грозных очагов.— Труды ГГО, 1970, вып. 253, с. 46—54.
5. Кононов И. И. Границы применимости дипольных представлений молниевых разрядов.— Труды ГГО, 1975, вып. 358, с. 61—68.
6. Кононов И. И., Семикрас Ю. В. Электромагнитное излучение молниевых разрядов.— Труды ГГО, 1975, вып. 358, с. 48—60.
7. Снегуров В. С. Интерпретация особенностей спектров близких атмосфериков в дипольном приближении.— См. наст. сборник.

Л. Г. Махоткин, Б. К. Иньков

СРАВНЕНИЕ ТОЧНОСТИ УГЛОМЕРНОГО И УГЛОМЕРНО-ГИПЕРБОЛИЧЕСКОГО МЕТОДОВ ЛОКАЛИЗАЦИЙ АТМОСФЕРИКОВ ВБЛИЗИ БАЗЫ

В книге В. Е. Кашпровского [4], завершившей фактически пройденный этап работы, основное внимание было обращено на пеленгование атмосфериков, источники которых расположены на расстояниях $R > a$, где a — расстояние между пунктами наблюдений (длина базы), так что оценка точности измерений производилась прежде всего для характеристики ожидавшейся дальности действия $R_{\max} \sim 3a$. Однако в действительности рост $R_{\max}$ при $a > 1000$ км практически прекращается, причем нередко уже при $a \sim 1000$ км $R_{\max} \sim (1-2)a$. Методика пеленгования далеких грозовых очагов сетью пунктов оказалась практически малоэффективной даже в такой ограниченной области, и для наблюдений за грозовой обстановкой на больших площадях (порядка континентов) стали применяться разработанные позднее фазовые однопунктные методы [3]. Однопунктные методы, основанные на использовании других параметров атмосфериков и других закономерностей, приспособлены для наблюдений за близкими грозовыми очагами, расположенными на расстояниях до 100—200 км от данного пункта [5, 6]. Оценка расстояния по градиентам, даваемым при выборе наиболее простого варианта однопунктной методики наблюдений за близкими грозами, во многих случаях оказывается практически достаточной. Дальнейшее уточнение этих оценок по данным однопунктных наблюдений за близкими грозами связано со значительным усложнением методики измерений и ограничивается в конечном счете рядом факторов (нестабильностью разрядов, шумами и т. д.). Тем не менее иногда требуется получить уточненные данные о расположении близких гроз. Поэтому известный интерес представляют вопросы, касающиеся выбора параметра, измеряемого на дополнительном выносном пункте при наблюдениях за близкими грозами.

С выносного (или периферийного) пункта, расположенного на расстоянии в несколько десятков километров от центрального пункта, могут быть, во-первых, автоматически переданы импуль-

сы, указывающие моменты прихода атмосфериков для определения соответствующих гипербол [4]. Тогда положение источников атмосфериков (гроз) находится угломерно-гиперболическим методом по задержке этих импульсов и по отсчетам однонаправленного пеленгатора, установленного в центральном пункте. Во вторых, с выносного пункта могут быть автоматически переданы на центральный пункт азимуты прихода атмосфериков, в таком случае положение источников находится традиционным угломерным методом [4]. Для выяснения вопроса о том, какой из указанных двух параметров является более предпочтительным, необ-

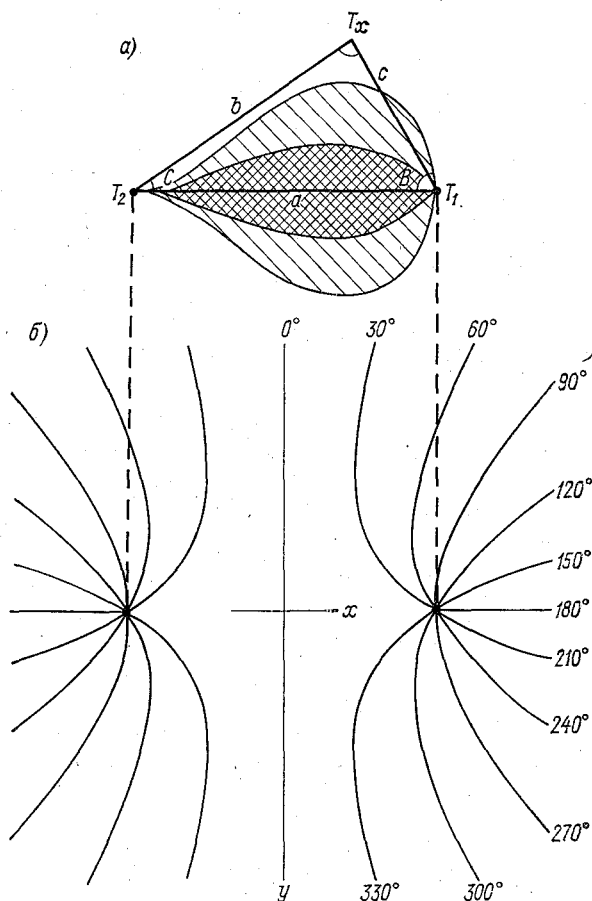


Рис. 1. Области, где точность угломерно-гиперболического метода выше (редкая штриховка) и значительно выше (двойная штриховка) точности угломерного метода (a) и линии положения (отрезки гипербол), соответствующие фиксированным значениям разности пеленгов (b).

ходимо сделать соответствующий расчет. При этом следует учитывать, что сравнение моментов времени прихода атмосфериков удобно делать фазовым методом, передавая узкополосные сигналы, выделяемые из спектра атмосфериков обычными узкополосными усилителями. Такой метод определения задержки хорошо известен и применяется, например, в навигационных системах [1], а в данном случае измерения могут быть проведены с меньшей точностью самыми элементарными средствами. Для передачи пеленгов на источники атмосфериков также проще всего использовать фазовый пеленгатор [4], складывая выходные сигналы одного канала пеленгатора с удвоенными по частоте выходными сигналами второго канала. Аппаратурная точность измерения фазовых углов будет в обоих случаях одинаковой.

Пусть центральный пункт расположен в точке T_1 , а периферийный — в точке T_2 (рис. 1). Точки T_1 и T_2 фиксированы, а расстояние между ними (длину базы a) можно считать практически точно известной величиной. Допустим, что грозовой разряд произошел в некоторой точке T_x . Местоположение этой точки может быть найдено либо по пеленгам, отсчитанным в пунктах T_1 и T_2 , т. е. по углам B и C (при соответствующей ориентировке лимбов), либо по углу B и разности сторон $(b-c)$ треугольника $(T_1 T_2 T_x)$, определяемой по разности времени прихода атмосферика в пункты T_1 и T_2 . В первом случае реализуется угломерный метод определения положения грозы, а во втором — угломерно-гиперболический. При наблюдениях за атмосфериками чисто гиперболический метод вообще вряд ли будет применяться, так как установка и использование пеленгатора на центральном пункте практически не вызывают каких-либо затруднений.

Следовательно, сравнение точности двух вариантов сводится к сравнению точности непосредственного измерения угла C и определения угла C по разности $(b-c)$ или ее нормированной величине $r = \left(\frac{b-c}{a}\right)$. На основании теоремы синусов получается формула

$$r = \left(\frac{b-c}{a}\right) = \frac{\sin\left(\frac{B-C}{2}\right)}{\sin\left(\frac{B+C}{2}\right)}. \quad (1)$$

Продифференцировав это выражение для r по C , получим

$$\frac{dr}{dC} = - \frac{\sin B}{2 \sin^2\left(\frac{B+C}{2}\right)} = - \frac{\sin B}{1 - \cos(B+C)}. \quad (2)$$

Величина r при измерении задержки по разности фаз (с исключением неоднозначности выбором волны длиной $2a$) определяется некоторым углом и в таком виде вполне аналогична углу C . При одинаковой инструментальной точности измерения этих

углов в тех случаях, когда $|dr/dC| = 1$, значения C находятся с одинаковой точностью как угломерным, так и угломерно-гиперболическим способом. При $|dr/dC| = 2$ точность угломерно-гиперболических измерений в два раза больше точности угломерных измерений. На основании формулы (2) получаются следующие простые выражения для определения границ областей, внутри которых точность угломерно-гиперболического способа больше [6] и не менее чем в два раза больше [5] точности угломерного способа:

$$1 - \sin B = \cos(B + C), \quad (3)$$

$$1 - 0,5 \sin B = \cos(B + C). \quad (4)$$

Результаты расчета кривых, определяемых формулами (3) и (4), представлены на рис. 1, где редкой и двойной штриховкой выделены области, в пределах которых точность угломерно-гиперболического способа выше точности угломерного способа (в области с двойной штриховкой — более чем в два раза). Как видно из рисунка, район большого повышения точности угломерно-гиперболических измерений оказывается стянутым к окрестностям базы (прямой, соединяющей пункты). Таким образом, при двухпунктных наблюдениях за близкими атмосфериками применение угломерно-гиперболического метода в целом не дает очень большого выигрыша в точности по сравнению с использованием угломерного метода. Кроме того, случайные погрешности и искажения при передаче сигнала, отмечающего момент прихода атмосферика на периферийный пункт, могут вызвать появление дополнительных ошибок вследствие необходимости сравнения сигналов, поступающих на центральный пункт по разным каналам (непосредственно и с периферийного пункта). Так как при использовании угломерного метода пеленг с периферийного пункта передается суммарным сигналом по одному каналу и измеряется на центральном пункте одним индикатором с усилителями, настроенными на рабочую частоту и ее вторую гармонику, появление каких-либо искажений сведено к минимуму. Отдавая предпочтение угломерному методу, следует все же упомянуть о присущем ему принципиальном недостатке — невозможности локализации источников атмосфериков, расположенных на линии базы. Этот дефект не вызывает потери большого числа данных вследствие того, что изолированные неподвижные грозовые очаги небольших размеров встречаются, как правило, очень редко по сравнению с повторяемостью тех случаев, когда для заполнения пробелов в узкой полосе можно воспользоваться интерполяцией. Заметим, что при использовании угломерного метода введение разностного параметра ($\varphi_1 - \varphi_2$), аналогичного по своему типу параметру ($t_2 - t_1$), применяемому для нахождения гипербол по разности времени прихода атмосфериков, не дает существенных преимуществ по сравнению с определением положения

искомой точки по самим пеленгам φ_1, φ_2 . Тем не менее представляет некоторый интерес характеристика дополнительных линий положения, которые могут встретиться при пеленговании атмосфериков, но не используются в качестве навигационных изолиний [2]. В результате соответствующего расчета для изолиний равных разностей пеленгов ($\varphi_1 - \varphi_2$) в прямоугольной системе координат (x, y) получается формула:

$$y = x \operatorname{ctg}(\varphi_1 - \varphi_2) \pm \sqrt{\left[\frac{x}{\sin(\varphi_1 - \varphi_2)} \right]^2 - \left(\frac{a}{2} \right)^2}, \quad (5)$$

причем ось x направлена вдоль базы, а начало координат расположено в средней точке базы. Пеленги φ_1 (для пункта T_2) и φ_2 (для пункта T_1) отсчитываются по шкалам, нули которых соответствуют направлению вдоль базы (в пункте T_2 — на пункт T_1 и наоборот). Семейство кривых, определяемых формулой (5), состоит из частей гипербол, оси которых расположены под углом к оси x (рис. 1). На больших расстояниях от базы эти гиперболы асимптотически приближаются к прямым, проходящим через начало координат и образующим угол $\left(\frac{\varphi_1 - \varphi_2}{2} \right)$ с осью y . В отличие от хорошо знакомых гипербол, определяемых разностью расстояний до источников сигналов (или практически разностью времени прихода сигналов), отрезки гипербол, соответствующих фиксированным значениям разности пеленгов, сходятся вместе в точках, представляющих пункты наблюдений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Быков В. И., Никитенко Ю. И. Фазовая радионавигационная система «Декка — навигатор». — М.: Транспорт, 1969. — 176 с.
2. Вульфович Б. А. Методы расчета основных элементов навигационных изолиний. — М.: Пищевая промышленность, 1974. — 156 с.
3. Иньков Б. К. Фазовые методы определения расстояния до очагов атмосфериков. — Труды ГГО, 1973, вып. 319, 127 с.
4. Кашпровский В. Е. Определение местоположения гроз радиотехническими методами. — М.: Наука, 1966. — 248 с.
5. Кононов И. И. Импульсный электромагнитный метод определения удаленности грозовых очагов. — Труды ГГО, 1970, вып. 253, с. 46—54.
6. Махоткин Л. Г., Лыдзар П. С. Ориентировочная оценка удаленности гроз по амплитудам атмосфериков. — Труды ГГО, 1963, вып. 146, с. 58—64.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ОСОБЕННОСТЕЙ СПЕКТРОВ БЛИЗКИХ АТМОСФЕРИКОВ В ДИПОЛЬНОМ ПРИБЛИЖЕНИИ

Результаты экспериментальных работ, полученные автором [3], показали, что в зоне до 30 км спектральные характеристики излучения молниевых разрядов трансформируются по мере увеличения расстояния. Причины, приводящие к изменениям спектров в зависимости от расстояния, до настоящего времени не выяснены. Одним из возможных механизмов, приводящих к изменению спектральных составляющих излучения молний, считается влияние волновода Земля—ионосфера, для которого характерна полоса поглощения на частотах 2—3 кГц [1]. Однако нерегулярное появление экспериментальных значений—максимума на частотах 3—10 кГц и минимума на частотах 0,5—5 кГц—указывает на существование другого, не связанного с волноводом механизма.

Молниевый разряд в первом приближении можно рассматривать как диполь. Считая Землю плоской и бесконечно проводящей, запишем выражение для напряженности поля электрического диполя в преобразованном виде:

$$E_z(p) = -\frac{M(p)}{4\pi\epsilon_0 c^2} \frac{e^{-\frac{pR}{c}}}{R} (p^2 + \gamma p + \gamma^2), \quad (1)$$

где $\gamma = c/R$; $p = i\omega$; ω — круговая частота; $M(p) = 2Qh$ — электрический момент; h — высота диполя; Q — заряд; R — расстояние; c — скорость света; ϵ_0 — диэлектрическая постоянная среды.

При анализе свойств излучения диполя вводится понятие ближней и дальней зоны. Ближняя зона, или зона квазистационарного процесса, характеризуемая отсутствием переноса энергии в пространстве, определяется малыми значениями фазового множителя $pR/c \ll 1$. В этом случае электрическое поле обусловлено первым слагаемым в уравнении (1). Энергия источника (молниевых разрядов) находится в колебательном состоянии. Когда фазовый множитель больше единицы, энергия поля распространяется

в пространстве, а напряженность поля задается третьим слагаемым [1]. Таким образом, фазовые соотношения определяют состояние энергии поля и их изменение может явиться причиной трансформации спектров излучения молний.

Обычно молнии регистрируются на некотором удалении от пункта наблюдения и возникает вопрос о расстояниях и диапазоне частот спектра излучения молнии, которые можно отнести к источнику. Вычисленные из уравнения (1) значения напряженности поля в диапазоне частот до 20 кГц на расстояниях 1, 2, 5 км приведены в табл. 1.

Из табл. 1 следует, что относительная погрешность $\Delta E_z/E_z$ на удалении 3—5 км в диапазоне частот до 10 кГц не превышает 12%. Это значит, что спектральные характеристики излучения молний, зарегистрированных на удалении менее 3—5 км, могут быть отнесены к источнику. Обозначим это расстояние через $R_0 \leq 3$ км. Тогда спектр излучения грозового разряда на расстоя-

Таблица 1

Зависимость нормированных по частоте 0,5 кГц значений напряженности поля диполя от частоты и расстояния

R км	f кГц										
	0,5	1,0	2,0	3,0	4,0	5,0	6,0	8,0	10,0	15,0	20,0
1	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	0,96	0,93
3	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	0,97	0,94	0,91	0,88	1,00	1,42
5	1,0	1,0	1,0	0,96	0,93	0,90	0,88	0,88	1,08	2,20	4,01

нии R можно выразить через спектр $S_0(f, R_0)$ и некоторую передаточную функцию K_n^E :

$$W(f, R) = K_n^E(f, R) S_0(f, R_0), \quad (2)$$

где $R \geq R_0$.

Значение передаточной функции K_n^E определяется отношением напряженности поля на расстояниях R и R_0 и, очевидно, оно всегда будет ≤ 1 :

$$K_n^E(f, R) = \frac{E_z(f, R)}{E_z(f, R_0)} \leq 1. \quad (3)$$

В соответствии с формулой (1) K_n^E равно

$$K_n^E(p, R) = \frac{R_0}{R} \left(\frac{p^2 + \gamma p + \gamma^2}{p^2 + \gamma_0 p + \gamma_0^2} \right) e^{-\frac{p}{c}(R-R_0)}, \quad (4)$$

где $\gamma_0 = \frac{c}{R_0}$.

Для модуля этой функции при $\omega = 2\pi f$

$$K_n^E(f, R) = \left(\frac{R_0}{R}\right)^3 \sqrt{\frac{(2\pi f)^4 R^4 - (2\pi f)^2 R^2 c^2 + c^4}{(2\pi f)^4 R_0^4 - (2\pi f)^2 R_0^2 c^2 + c^4}}. \quad (5)$$

Это выражение позволяет учитывать поправку на расстояние электромагнитных волн в диапазоне частот до 10 кГц.

По формулам (2) и (5) были вычислены значения спектральной плотности излучения молний (рис. 1) на расстояниях, равных 10 (кривая 2), 20 (кривая 3) и 30 (кривая 4) км. За исходный спектр $S_0(f, R_0)$ принят экспериментальный средний спектр

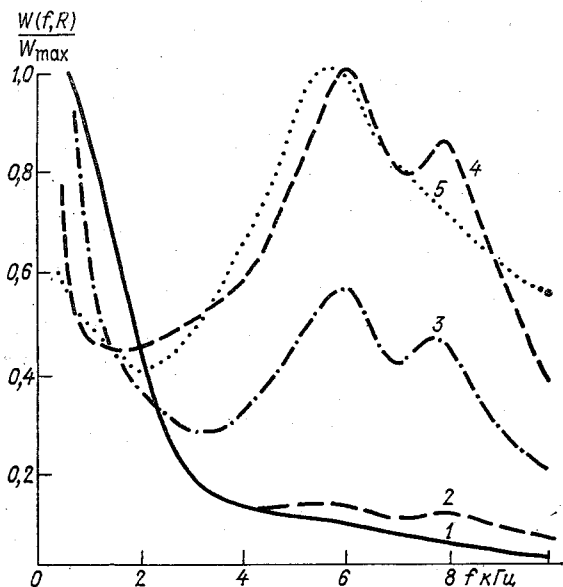


Рис. 1. Нормированные по максимуму спектры молний на различных удалениях, вычисленные по формуле (2).

1 — спектр источника по [4]; 2 — $R = 10$ км; 3 — $R = 20$ км; 4 — $R = 30$ км, 5 — эксперимент по [3].

50 разрядов, зарегистрированных на расстоянии менее 5 км (кривая 1) [4]. Для сравнения на рис. 1 (кривая 5) приведен средний нормированный по максимуму спектр 43 разрядов в облаках, отмеченных на удалении 10—30 км [3]. Из рисунка следует, что по мере увеличения расстояния наблюдается относительный подъем высокочастотных составляющих и понижение длинноволновых компонент. Этим и объясняется появление особых точек в спектрах излучения молний в зоне до 30 км. Существенную роль в фор-

мировании спектральной кривой имеет начальное распределение составляющих сигнала — спектра излучения в источнике, которым в данном случае является молния.

Верхняя граница исследуемых частот не превышает 10 кГц. Увеличение диапазона частот ведет к возрастанию погрешности (см. табл. 1). С другой стороны, на расстояниях, соизмеримых с высотой волновода Земля — ионосфера, появляются особенности, связанные с волноводным распространением радиоволн.

Таким образом, свойства близких атмосфериков (излучение молний) можно объяснить характерными свойствами дипольного излучателя, которые сводятся к перераспределению влияния слабых в уравнении (1), что приводит к трансформации спектров излучения молний по мере увеличения расстояния до них. Другими словами, в исследуемом диапазоне частот происходит переход энергии электрического поля из квазистационарного состояния в излучение. Следовательно, на частотах до 2,0 кГц и R , равном 20 км, или при $f=6\div 8$ кГц, а R менее 8—10 км мы регистрируем электрическое поле в квазистационарной зоне, где оно убывает по закону $1/R^3$. На частоте порядка 60 кГц переход из зоны стационарного состояния в излучение наблюдается на удалении менее 1 км. Из этого следует, что, например, счетчики типа ПРГ регистрируют поле в волновой зоне, где поле убывает по закону $1/R$ и это определенным образом изменяет их приемную характеристику. В обоих случаях по-разному изменяется доля принятых разрядов в зависимости от расстояния [5]. Передаточная функция может использоваться для решения обратной задачи: по известному спектру атмосферика на некотором удалении от разряда находится спектр в самом источнике. Решение этой задачи интересно тем, что сопоставление амплитудно-частотных спектров молний, зарегистрированных на различном удалении, невозможно (см. рис. 1). Сравнение спектральных кривых в излучателе дает возможность проследить их особенности, что представляет интерес при исследовании изменения параметров грозových разрядов, а также для изучения особенностей излучения молний различного типа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Марков Г. Т., Чаплин А. Ф. Возбуждение электромагнитных волн. — М.: Л.: Энергия, 1967. — 376 с.
2. Махоткин Л. Г., Иньков В. К. Об одной особенности амплитудного спектра близких атмосфериков. — Труды ГГО, 1974, вып. 301, с. 105—109.
3. Снегуров В. С. Амплитудно-частотные спектры близких атмосфериков, генерируемых разрядами типа облако — Земля и облако — облако. — Труды ГГО, 1975, вып. 358, с. 17—22.
4. Снегуров В. С. Об амплитудно-частотном спектре источника атмосфериков на сверхнизких частотах. — Труды ГГО, 1975, вып. 358, с. 23—27.
5. Диневич Л. А., Малыхин А. В., Снегуров В. С. Результаты наблюдений за грозами по счетчику молний различной конструкции. — Труды ГГО, 1975, вып. 358, с. 78—85.

Л. Г. Махоткин, Б. К. Иньков

К МЕТОДИКЕ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ ОДНОПУНКТНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА ДАЛЕКИМИ ГРОЗОВЫМИ ОЧАГАМИ

При разработке однопунктного фазового метода наблюдений за далекими грозовыми очагами [1, 3] было естественно пользоваться сначала «слепой» сеткой с координатами азимут—расстояние без какой-либо географической основы, чтобы полностью исключить даже подсознательную субъективность при группировке и осреднении отдельных экспериментальных точек. После выяснившейся уже давно полной работоспособности фазового метода обработка наблюдений продолжалась таким же способом с переносом данных, осредненных на сетке с прямоугольными координатами азимут—расстояние, на планшетный бланк с полярными координатами азимут—расстояние и со схематизированной географической основой, соответствующей бланковой карте северного полушария [2]. Однако для более наглядной и оперативной характеристики наблюдаемой грозовой деятельности с попутным определением географических координат основных грозовых очагов удобно пользоваться дополнительно построенным планшетом такого же размера, как и первичная рабочая сетка, на котором дано семейство линий, соответствующих меридианам и параллелям в координатах азимут—расстояние, а также упрощенная географическая основа (контуры суши). Кальки с нанесенными исходными точками накладываются непосредственно на такой вспомогательный планшет для получения данных об общей грозовой обстановке.

При использовании прямоугольных координат x , y (где x — азимут, y — расстояние от данного пункта) параллели представляются кривыми, определяемыми в соответствии с известными формулами сферической тригонометрии уравнениями:

$$\cos \varphi = \cos \varphi_0 \cos \left(\frac{180}{\pi R_0} y \right) + \sin \varphi_0 \sin \left(\frac{180}{\pi R_0} y \right) \cos x, \quad (1)$$

где φ — широта рассматриваемой параллели; φ_0 — широта пункта наблюдений. Кривые, соответствующие меридианам (с после-

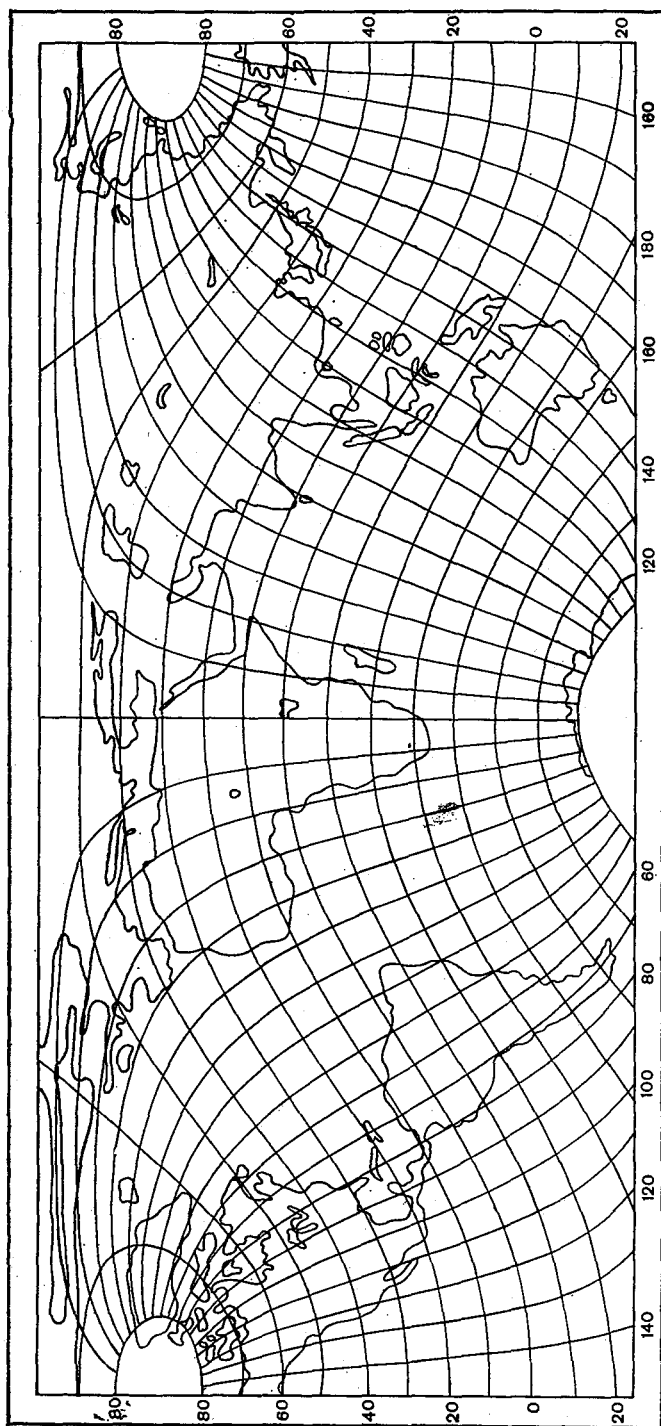


Рис. 1. Примерный вспомогательный планшет для определения расположения и координат грозových очагов (построенный относительно к пункту в Ленинграде).

дующей поправкой на долготу пункта), определяются уравнением:

$$\operatorname{tg} \lambda = \frac{\sin \left(\frac{180}{\pi R_0} y \right) \sin x}{\sin \varphi_0 \cos \left(\frac{180}{\pi R_0} y \right) - \cos \varphi_0 \sin \left(\frac{180}{\pi R_0} y \right) \cos x}, \quad (2)$$

в котором λ отсчитывается от долготы данного пункта λ_0 , принимаемой за нулевой меридиан. Через R_0 в обеих формулах обозначен средний радиус Земли. Пример такого рабочего планшета, построенного для пункта в Ленинграде, дается на рис. 1. При использовании такой проекции контуры карты по мере приближения к пункту наблюдения искажаются, особенно на сравнительно малых расстояниях, но это не препятствует в общем случае определению географических координат по имеющейся сетке и быстрой ориентировке в отношении районов расположения основных грозových очагов на большой площади.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Иньков Б. К. О возможности определения местоположения грозových очагов из одного пункта. — Метеорология и гидрология, 1967, № 4, с. 102—105.
2. Иньков Б. К. Фазовые методы определения расстояния до очагов атмосфериков. — Труды ГГО, 1973, вып. 319, 127 с.
3. Махоткин Л. Г., Иньков Б. К. Однопунктные методы наблюдений за грозowymi очагами. — Труды ГГО, 1969, вып. 242, с. 32—36.

И. М. Имянитов, Ю. Ф. Пономарев, Е. В. Чубарина

СРАВНИТЕЛЬНЫЕ АТМОСФЕРНО-ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ИЗМЕРЕНИЯ В СВОБОДНОЙ АТМОСФЕРЕ НАД АРКТИКОЙ

В 1975 г. были повторены высотные атмосферно-электрические измерения в арктических районах Советского Союза. Измерения были аналогичны измерениям, осуществленным в 1970-е годы, результаты которых опубликованы в [7]. Районы зондирования (район Амдермы), время года (вторая половина марта) в обоих исследованиях примерно совпадают. Аппаратура, размещение ее на самолете, методика производства измерений были описаны ранее [1—3, 7]. Цель полетов — определение фоновых атмосферно-электрических характеристик в районах, невозмущенных континентальными объемными зарядами, конвективными движениями и загрязнениями, связанными с производственной деятельностью, проверка устойчивости фоновых атмосферно-электрических характеристик.

Погодные условия в арктических районах в период полетов в 1975 г. были значительно хуже таковых в 1970 г. Так, в 1970 г. полеты проводились в условиях устойчивого антициклона над обширной территорией сибирских районов Арктики. В марте 1975 г. в районе полета наблюдалось вторжение циклонических образований и прохождение вторичных холодных фронтов, которое сопровождалось метелями и даже пургой. Происходили частые подвижки льдов, вплоть до того, что иногда зондирования про-

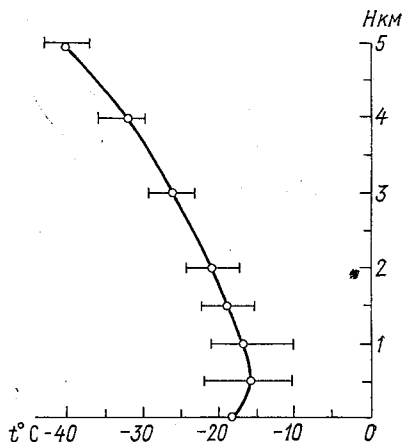


Рис. 1. Средний профиль температуры в период измерений (15—28 марта 1975 г.) в районе Амдермы.

Горизонтальными линиями обозначен разброс данных.

водились над открытой водой, т. е. подстилающая поверхность не была постоянной и однородной. Наблюдались частые приземные туманы, а также дымки и кристаллы на различных высотах.

Тем не менее большинство измерений во время самолетных зондирований атмосферы удалось произвести в ясном небе или при облачности верхнего яруса, не превышающей 1—3 баллов. На рис. 1 приведены данные о средней температуре на высотах,

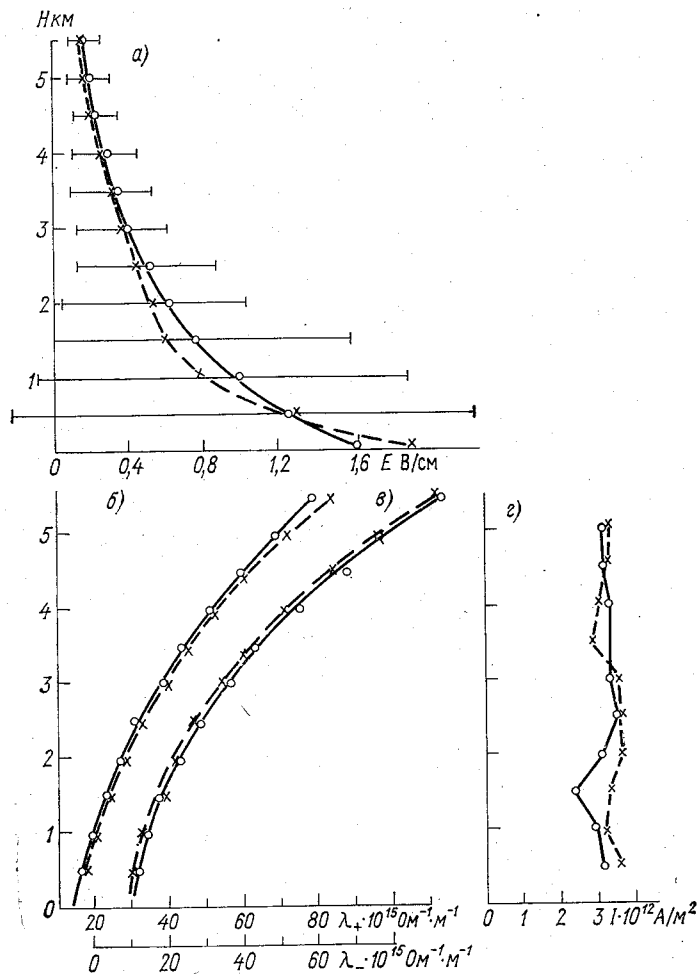


Рис. 2. Изменение средних атмосферно-электрических характеристик свободной атмосферы над Арктикой.

a — напряженность электрического поля атмосферы, $б$ — положительная электрическая проводимость воздуха, $г$ — отрицательная электрическая проводимость воздуха, $з$ — вертикальный электрический ток проводимости.

Сплошной кривой всюду представлены результаты измерений во время подъемов, пунктиром — во время спусков.

наблюдавшейся во время полетов. Хотя характерная для Арктики приземная температурная инверсия и не наблюдалась в каждом полете, в осредненных данных она проявилась достаточно четко.

Всего было проведено 20 зондирований атмосферы, во время которых измерялись напряженность электрического поля, электрическая проводимость воздуха и аэрологические характеристики атмосферы.

На рис. 2 представлены средние для всех полетов профили проводимости, напряженности электрического поля и вертикаль-

Таблица 1

Результаты измерения проводимости и напряженности электрического поля в арктических районах в 1970 и 1975 гг.

H км	$\lambda_{+} \cdot 10^{15} \text{ Ом}^{-1} \text{ м}^{-1}$		$\lambda_{-} \cdot 10^{15} \text{ Ом}^{-1} \text{ м}^{-1}$		E В/м	
	1970 г.	1975 г.	1970 г.	1975 г.	1970 г.	1975 г.
0,5	16	16	14	11	50	130
1,0	19	19	15	15	48	90
1,5	22	22	18	18	38	70
2,0	27	26	23	23	33	60
2,5	29	29	28	28	30	50
3,0	34	35	34	36	26	40
3,5	39	42	44	42	23	35
4,0	46	47	52	52	20	30
4,5	54	56	65	65	18	22
5,0	62	66	77	76	16	20
5,5	72	76	91	92	15	18
6,0	86	86	101	—	14	14

ного тока, вычисленного по данным о проводимости и напряженности. Сплошной кривой всюду представлены результаты, полученные при подъемах самолета, пунктирной — при спусках. Черточки около средней кривой показывают разброс данных во время отдельных измерений.

Примечательно, что профили проводимости, измеренные в 1975 г., полностью совпадали с профилями проводимости, измеренными в этих районах в 1970 г. В табл. 1 представлены средние данные о положительной и отрицательной проводимостях и напряженности электрического поля, измеренных в 1970 и 1975 гг. в арктических районах. Совпадение средних данных измерений проводимости воздуха представляется поразительным, хотя разброс данных в 1975 г. значительно больше, чем в 1970 г., что связано, по всей вероятности, с неблагоприятными погодными условиями в период измерений.

Достаточно хорошо совпадают результаты и с обобщенными данными по проводимости, приведенными в [5].

Средние величины напряженности поля в 1975 г. значительно отличаются от таковых в 1970 г., особенно в нижних слоях атмосферы. Разброс отдельных измерений довольно велик.

При полетах в арктических условиях и в 1970, и в 1975 гг. выявилось недостаточное исключение помехи за счет заряжения самолета при измерениях напряженности электрического поля атмосферы. Дело в том, что при полетах в арктических районах, то ли в силу особенностей топлива, применяемого в этих районах, то ли по другим причинам, заряджение самолета в режиме подъемов и в режиме спусков резко различается. При подъемах самолет заряжается всегда положительно ($1-50 \cdot 10^3$ СГСЭ), при спусках — всегда отрицательно ($-1 \dots -20 \cdot 10^3$ СГСЭ). Эта закономерность, повторяющаяся из полета в полет, наблюдалась и в полетах 1970 г., и в полетах 1975 г. Причины пока не исследованы, но они, очевидно, не могут быть сведены к различиям в режимах работы двигателей при подъемах и спусках, так как при зондированиях в других районах таких резких различий в заряджении самолета при подъемах и спусках не наблюдается. Заряджение самолета всегда осложняет измерения напряженности электрического поля. Резкие различия в заряджении самолета в арктических районах в режимах подъемов и спусков и сопутствующие им различия в величинах напряженности поля, измеренных во время подъемов и спусков, показали, что коэффициенты искажения, определяемые в лабораторных условиях на моделях [3] с целью исключения влияния заряджения самолета на измерения напряженности поля атмосферы, определены недостаточно точно.

Если при каждом измерении к реальному полю атмосферы E_a добавляется доля B от поля заряда самолета Q , то при всех подъемах измеряются поля

$$E_n = E_a + BQ, \quad (1)$$

а при спусках

$$E_c = E_a - BQ \quad (2)$$

(индексы «п» и «с» означают характеристики, измеренные при подъемах и спусках соответственно).

Из уравнений (1) и (2) можно получить величину B .

Вычисленная для различных полетов величина B имеет наиболее вероятное значение $-0,03 \cdot 10^{-3}$ с крайними значениями $\pm 0,05$. Максимум в распределении B достаточно острый, поэтому для расчетов была принята поправка $B \approx -0,3 \cdot 10^{-3}$. Введем эту поправку в величины коэффициентов, определенных на модели. Обычно формулы для расчета поля атмосферы E_a и заряда самолета Q имеют вид

$$\begin{aligned} E_a &= aE_1 - bE_2, \\ Q &= -(cE_1 + dE_2), \end{aligned} \quad (3)$$

где E_1 и E_2 — напряженности полей, регистрируемых приборами, расположенными сверху и снизу фюзеляжа самолета; a, b, c, d — коэффициенты искажения, определяемые на моделях.

Подставляя в равенства (1) и (2) значения E_a и Q из равенства (3), получим новые значения коэффициентов

$$a' = a - Bc, \quad b' = b + Bd.$$

Это изменило определенные на модели коэффициенты на 0,02—0,03, а именно: на моделях

$$a = 0,36, \quad b = 0,31;$$

с введением поправки

$$a' = 0,39, \quad b' = 0,29.$$

Отметим, что точность измерения коэффициентов искажения на моделях оценена в $\sim 15\%$, что составляет $\pm 0,05$ [3]. Следовательно, определенная здесь поправка не выходит за пределы точности определения коэффициентов искажения. Из практики надо сказать, что большую точность при модельных измерениях обеспечить невозможно, а для измерений напряженности электрического поля атмосферы большая точность в определении коэффициентов необходима. Поэтому определенные на моделях коэффициенты искажения в ряде случаев должны быть откорректированы, например, при искусственном заряде самолета, либо каким-то другим способом [3].

Введение поправки в результаты измерений напряженности электрического поля скорректировало их так, что средние результаты измерений во время подъемов и спусков можно считать достаточно хорошо совпадающими. Такая же поправка была введена в результаты измерений напряженности электрического поля и в 1970 г.

Измерения в Арктике еще раз продемонстрировали необходимость точного учета заряда самолета при измерениях напряженности электрического поля атмосферы, а также необходимость внимательного подхода к обработке, отбраковке и анализу таких измерений [6].

Возвращаясь к рассмотрению результатов измерений в Арктических районах, отмечаем, что в большинстве случаев изменения напряженности поля и проводимости воздуха с высотой могут

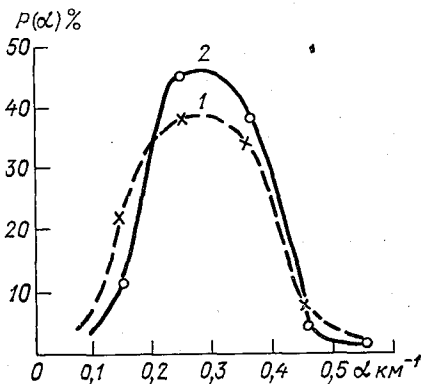


Рис. 3. Повторяемость $P(\alpha)$ различных величин показателя α , характеризующего скорость изменения напряженности электрического поля с высотой (1) и проводимости воздуха (2).

быть представлены экспонентами. Распределение величин показателей экспонент представлено на рис. 3. Видно, что максимум в распределении по обеим кривым приходится на $\alpha \approx 0,25 \div 0,3 \text{ км}^{-1}$, что совпадает с результатами предыдущих измерений [7].

Вертикальный электрический ток в атмосфере, вычисленный по результатам измерений напряженности электрического поля и проводимости воздуха, достаточно постоянен по высоте и равен $\sim 3 \cdot 10^{-12} \text{ А/м}^2$. Ток примерно такой же величины наблюдал Краакевик над Гренландией [9]. Краакевик отмечает колебания средних величин тока проводимости над разными районами от 1

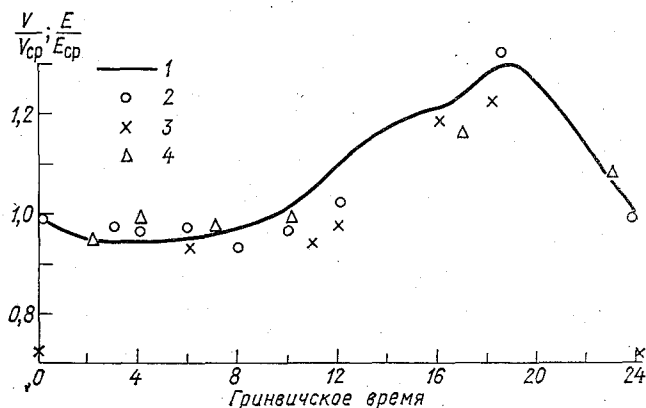


Рис. 4. Суточные вариации напряженности электрического поля в относительных единицах ($E/E_{ср}$) по результатам измерений в полярных областях на судне «Мод» [11] (1) и суточные вариации относительных величин потенциала атмосферы ($V/V_{ср}$) на уровне 6 км, измеренные в арктических областях в 1970 (2) и 1975 (3) гг. и в районе Гренландии (4) в 1956 г.

до $4 \cdot 10^{-12} \text{ А/м}^2$. Построенный в полулогарифмическом масштабе, профиль электрического тока дает прямую, параллельную оси высот. В этом отношении данные 1975 г. не совпали с таковыми, полученными в 1970 г., когда был отмечен слабый рост тока с высотой по экспоненте с показателем $\sim 0,05 \text{ км}^{-1}$.

Измерениями 1975 г. подтвержден вывод о различной скорости роста с высотой положительной и отрицательной проводимостей. Отрицательная проводимость растет с высотой несколько быстрее, чем положительная: если в нижних слоях атмосферы положительная проводимость больше отрицательной, то уже с уровня $\sim 3 \text{ км}$ отрицательная проводимость становится больше положительной. Эти результаты находятся в согласии с результатами других авторов, например [10], которые объясняют различия

в ходе полярных проводимостей с высотой различиями в изменении подвижностей отрицательных и положительных ионов.

На рис. 4 представлена в относительных единицах суточная унитарная вариация напряженности электрического поля (I), измеренная Свердрупом в 1925 г. при плавании судна «Мод» в полярных областях [11], а также представлены в относительных единицах результаты измерений электрического потенциала на высоте 6 км в 1970 (2) и 1975 гг. (3) в арктических районах и результаты измерений электрического потенциала над Гренландией (4), полученные Кларком в 1956 г. [8].

Результаты разных авторов, как видно, находятся в хорошем согласии. Это свидетельствует о постоянстве фазы и амплитуды унитарной вариации. Средние же значения у разных авторов (и даже у одних авторов) в разные периоды различаются. Так, средняя величина потенциала атмосферы на высоте 6 км по измерениям в арктических районах Советского Союза в 1970 г. равна ~ 180 кВ [7], по измерениям в 1975 г. — 250 кВ, по измерениям Кларка [8] — 260 кВ, по оценкам, сделанным в [4], — 160 кВ. Последнее значение получено как среднее медианное распределение значений $V_{6 \text{ км}}$, измеренных над континентальными пунктами в течение 6 лет.

Сравнение результатов атмосферно-электрических измерений в свободной атмосфере, проведенных в 1970 и 1975 гг., позволяет сделать заключение о достаточно хорошей воспроизводимости средних параметров атмосферного электричества в арктических районах, несмотря на определенные различия в погодных условиях в периоды измерений. Арктические районы, очевидно, являются районами, где достаточно хорошо выполняется закон Ома в атмосфере, поэтому арктические станции могут служить для проведения фоновых наблюдений за электрическим состоянием атмосферы. Степень глобальности и синхронность изменений атмосферно-электрических характеристик, определяемых в арктических районах, может быть установлена только при организации наблюдений в нескольких пунктах одновременно, что до сего времени осуществить не удавалось.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зачек С. И. К вопросу об измерении электрической проводимости воздуха в свободной атмосфере с самолета. — Труды ГГО, 1964, вып. 157, с. 94—120.
2. Зачек С. И., Шварц Я. М., Пономарев Ю. Ф. Опыт измерения электрической проводимости воздуха в свободной атмосфере в районе Ленинграда — Труды ГГО, 1968, вып. 225, с. 132—135.
3. Имянитов И. М., Чубарина Е. В. Электричество свободной атмосферы. — Л.: Гидрометеиздат, 1965. — 240 с.
4. Чубарина Е. В. Изменение величин потенциала атмосферы и напряженности электрического поля в облаках от периода МГГ к периоду МГСС. — Труды ГГО, 1970, вып. 253, с. 75—78.
5. Чубарина Е. В. Изменения электрической проводимости воздуха с высотой. — Труды ГГО, 1974, вып. 323, с. 123—128.

6. Чубарина Е. В. К методике обработки данных высотных измерений напряженности электрического поля атмосферы. — Труды ГГО, 1977, вып. 350.

7. Электрические характеристики атмосферы над Арктикой/И. М. Имянитов, Г. Ф. Павлюченков, Е. В. Чубарина, Я. М. Шварц. — Труды I Всесоюзного симпозиума по атмосферному электричеству. Л., Гидрометеониздат, 1976, с 87—92.

8. Clark J. F. The fair-weather atmospheric electric potential and its gradient. Recent Advances in Atmospheric Electricity, Pergamon Press, 1958, p. 61—73.

9. Kraakevic J. H. Electrical conduction and convection current in the troposphere. Recent Advances in Atmospheric Electricity, Pergamon Press, 1958, p. 75—88.

10. Sagalyn R. Significance of the ratio of the polar conductivities in regions of variable pollution content. Recent Advances in Atmospheric Electricity, Pergamon Press, 1958, p. 235—237.

11. Swerdrup H. U. Observation of the atmospheric electric potential gradient, 1922—1925. Researches of the department of Terrestrial Magnetism, vol. 6, 1927, p. 425—460.

В. П. Колоколов, Л. Н. Могила

ВЛИЯНИЕ ИНДУСТРИАЛЬНЫХ ЦЕНТРОВ НА ЭЛЕКТРИЧЕСТВО ОБЛАКОВ

По данным некоторых литературных источников, промышленные центры способствуют увеличению выпадения осадков [5]. Объясняют это тем, что крупные промышленные города и индустриальные районы выбрасывают в атмосферу большое число ядер конденсации. Применительно к облакам слоистых форм, о которых пойдет речь, выпадение осадков поведет к увеличению электрических полей в этих облаках. Схема электризации таких облаков дана, например, в [4]. Первоначально облако можно рассматривать нейтральным в электрическом отношении, поляризованном во внешнем электрическом поле. При положительном направлении электрического поля в атмосфере облако приобретает положительный заряд. Из облака, дающего осадки, этот заряд выносится по мере выпадения осадков. В облаке будет накапливаться заряд противоположного знака. Таким образом, генератором электричества в этих облаках являются выпадающие под действием силы тяжести электрически заряженные осадки.

Можно предположить, что в облаках слоистых форм, дающих осадки, электрические поля будут больше в тех районах, где этих осадков выпадает больше, а поскольку в промышленных районах наблюдается увеличение количества осадков, то, следовательно, можно ожидать и более высоких электрических полей.

В течение ряда лет в различных пунктах Украинской ССР (Киев, Кривой Рог) производилось самолетное зондирование облачности слоистых форм. Методику этих измерений и описание приборов можно найти в работах Главной геофизической обсерватории [1, 2, 4].

Принято аппроксимировать распределение напряженностей полей в различного типа облачности, в том числе и облаках слоистых форм нормально-логарифмическим законом [4]. Это означает, что совокупности абсолютных значений $|E|$, изображенные в вероятностно-логарифмической сетке, будут представлять собой прямые линии, причем параметры распределения могут быть

различными в различного типа облачности (наклон прямых и их смещение).

На рис. 1 представлены графики распределения $|E|$ в облаках St и Ns—As над Киевом и Кривым Рогом. В облаках, не дающих осадков (St), существенной разницы в распределении вероятных значений $|E|$ не наблюдается. В то же время в облаках, дающих осадки (Ns—As), распределения вероятных значений $|E|$ над Киевом и Кривым Рогом в сильной степени отличаются друг от друга — электрические поля в этих облаках над Кривым Рогом в среднем на порядок больше, чем над Киевом, причем при больших значениях $|E|$ это различие возрастает.

Придерживаясь гипотезы, что это различие вызвано антропогенной деятельностью (район Кривого Рога является районом с сильно развитой промышленностью), можно объяснить особенности распределения вероятных значений $|E|$.

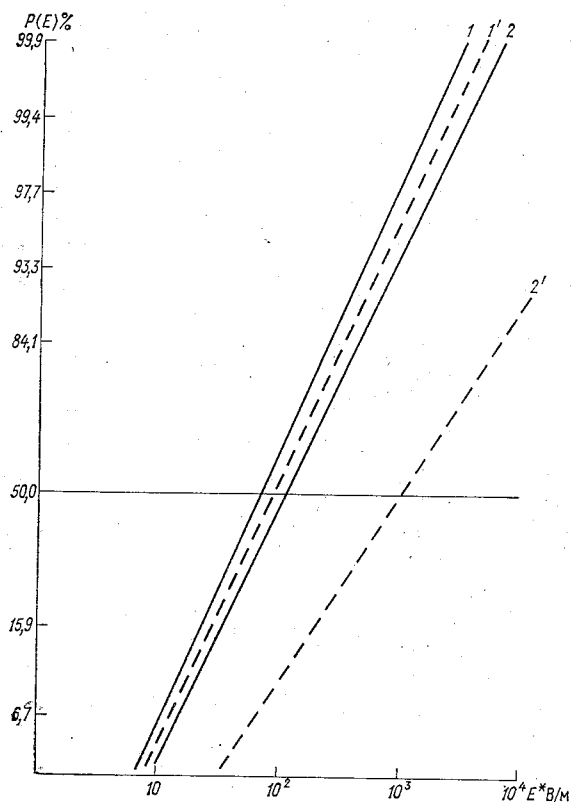


Рис. 1. Вероятность $P(E)$ различных значений $E < E^*$ в облаках St (1 и 1') и Ns—As (2 и 2') в Киеве (1, 2) и Кривом Роге (1', 2').

В Кривом Роге и примыкающих к нему районах вследствие большого числа выбросов в атмосферу промышленных загрязнений в воздух вместе с ними попадают в избытке ядра конденсации (например, продукты сгорания угля — окислы серы и азота). Это в свою очередь ведет к более интенсивному образованию осадков. Выпадающие осадки уносят с собой электрические заряды из нижней части облака, что ведет к возрастанию электрического момента этого облака и, следовательно, к увеличению электрического поля в нем. Представляется интересным отметить, что эти поля могут в облаке иметь различные знаки и поэтому следует говорить об абсолютных значениях напряженности поля $|E|$.

Что касается первичных актов электризации в облаках, в том числе и в облаках слоистых форм, инициируемых промышленными выбросами, то здесь может быть привлечена гипотеза, объясняющая электризацию частиц облаков и осадков контактными явлениями:

Нарушение контакта между частицами с различными физико-химическими свойствами (в данном случае речь идет об облачных частицах различного фазового состояния и частицах, генерируемых промышленными предприятиями — пыль, ядра конденсации и др.) приводит к появлению зарядов на частицах, участвующих в данном акте. Один из вариантов этой гипотезы, а также лабораторные опыты были разработаны и проведены в Главной геофизической обсерватории [3, 4].

Поскольку в облаке при этих процессах будут существовать систематические различия в размерах частиц, то под действием гравитационных сил произойдет их разделение, а следовательно, и разделение зарядов, что приведет к заряджению макрообъемов в облаке.

В районе Кривого Рога вероятность встречи больших значений электрического поля в облаках слоистых форм, дающих осадки, будет возрастать.

Итак, можно сделать вывод, что индустриальные центры или индустриальные районы влияют на электрическое состояние слоистой облачности, дающей осадки, увеличивая на порядок абсолютные значения электрических полей в них.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Имянитов И. М. Приборы и методы для изучения электричества атмосферы. — М.: Гостехиздат, 1957.
2. Имянитов И. М., Чубарина Е. В. Электричество свободной атмосферы. — Л.: Гидрометеониздат, 1965. — 24 с.
3. Имянитов И. М. К вопросу об электризации облачных частиц после разрыва контакта между ними. — Труды ГГО, 1969, вып. 242, с. 82—88.
4. Имянитов И. М., Чубарина Е. В., Шварц Я. М. Электричество облаков. — Л.: Гидрометеониздат, 1971. — 92 с.
5. Changnon S. A. Recent studies urban effects on precipitation in the United States. — Bull. Amer. Met. Soc., 1969, vol. 50, N 6, p. 411—421.

ГОДОВЫЕ ВАРИАЦИИ ГРАДИЕНТА ПОТЕНЦИАЛА И ГЛОБАЛЬНЫЕ ГОДОВЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПЛОЩАДИ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Годовой ход градиента потенциала электрического поля (V') характеризуется наличием максимума в зимние месяцы (северного полушария) и минимума летом [3]. Предположение о зависимости годовых изменений V' от изменений глобальной грозовой деятельности, привлекаемые обычно для объяснения унитарной вариации, не согласуется с этим фактом. Значительные колебания V' вызываются изменением различных метеорологических элементов, но большей частью такие изменения имеют локальный характер и происходят несинхронно в различных местах. Лишь недавно, почти одновременно, но совершенно независимо на основании просмотра различных данных, были замечены существенные изменения V' , совпадающие по времени с появлением и сходом снежного покрова. Во-первых, при изучении особенностей детальной средней кривой годового хода V' в Воейково (под Ленинградом) выяснилась близость ее характерных точек к средним датам появления и схода снежного покрова, а также подобие хода средних значений V' и средней высоты снежного покрова [1]. Во-вторых, при обработке данных наблюдений, сделанных в горной обсерватории Гулмарг на севере Индии, было обнаружено значительное повышение дневных значений V' при наличии снежного покрова по сравнению с соответствующими значениями V' для дней без снежного покрова [6]. Переходя от частных особенностей к общим закономерностям, следует заметить, что противоположность сезонов в северном и южном полушариях не обеспечивает компенсации годовых изменений площади снежного покрова на всей Земле в целом вследствие несимметричного распределения континентов относительно экватора. Почти все области с переменным снежным покровом, образующимся в холодное время года и сходящим летом, расположены в пределах северного полушария. Поэтому для характеристики годовых изменений площади снежного покрова на всей Земле можно ограничиться сначала использованием данных, относящихся к север-

ному полушарию. Необходимые исходные данные имеются в статье [4], где приведены на конец каждого месяца (с сентября по май) карты вероятности снежного покрова толщиной не менее 2,5 см (1 дюйма). При расчете искомых площадей в качестве границы распространения снежного покрова принималась изолиния, соответствующая вероятности 50%. Как указано в [4], при такой вероятности нормальная толщина снежного покрова равна приблизительно 2 см.

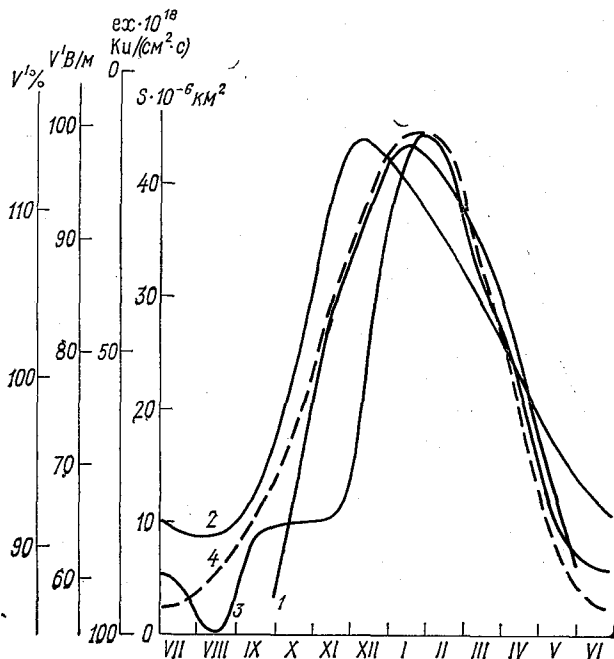


Рис. 1. Годовые вариации площади снежного покрова S (1), эксхалляции радона ex (2), градиента потенциала V' (В/м) в обсерватории Ча-Па (3) и градиента потенциала V' (%) над океанами (4).

Результаты расчета сезонного хода площади суши, покрытой снегом в северном полушарии, представлены на рис. 1. Полученная кривая (1) не может значительно отличаться от соответствующей кривой для всей Земли, так как площадь, занятая переменным снежным покровом в южном полушарии, не превышает 5% максимальной площади снежного покрова в северном полушарии. Пока можно ограничиться сравнением рассматриваемого фактора и конечных результатов его действия, не останавливаясь на детальном исследовании конкретных процессов, вызывающих наблюдаемые изменения средних значений V' . Очевидно, что по-

явление снежного покрова вызывает уменьшение естественных радиоактивных излучений почвы и резко сокращает выход (экскаляцию) радиоактивных эманаций [2]. В частности, авторы статьи [6] при исследовании изменений V' также подходят к вопросу о влиянии снега на естественную радиоактивность. Для сравнения на рис. 1 воспроизведена кривая (взятая из [2]), отражающая годовой ход экскаляции радона в ландшафтах умеренного континентального климата. Так как ход экскаляции (ex) противоположен ходу других сравниваемых элементов, эта кривая построена на рис. 1 по убывающей шкале и в таком виде довольно близка к кривой изменения площади снежного покрова (S). Естественно, следует ожидать, что влияние крупномасштабных изменений S должно ощущаться всюду, даже в тех зонах, где снежный покров никогда не появляется. В тропической зоне непрерывная регистрация V' в течение более или менее продолжительного времени проводилась лишь в небольшом количестве пунктов. В качестве примера на рис. 1 приведена кривая годового хода V' (3), полученная по данным наблюдений, сделанных в течение 1958—1969 гг. в обсерватории Ча-Па, расположенной на широте 22° в Северном Вьетнаме [7]. Эта кривая в общих чертах подобна кривой 1, характеризующей изменение площади снежного покрова, причем большие отклонения от последней, отмеченные только в ноябре и декабре, могли быть вызваны действием локальных факторов. Как известно, при осреднении данных одного пункта, расположенного в континентальных условиях, обычно не удается полностью исключить влияние локальных факторов. Считается, что данные наблюдений, сделанных над океанами, более свободны от влияния локальных факторов. Поэтому на рис. 1 построена еще одна кривая (4), представляющая годовые изменения V' (в процентах от средней величины) по данным измерений над океанами, проведенных институтом Карнеги в 1915—1921 гг. [5].

Среди всех сравниваемых кривых 1—4 наиболее близкими друг к другу оказались кривые 1 и 4, расхождения между которыми, вероятно, не выходят за пределы точности исходных данных. Следует добавить, что в отличие от сопоставлений V' с грозовой деятельностью, общие характеристики которой получаются пока только в результате пересчета исходных данных, основанного на ряде допущений, здесь было сделано сопоставление непосредственно измеряемых величин.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Махоткин Л. Г. Снова к гипотезе Эберта? — Труды ГГО, 1974, вып. 301, с. 70—74.
2. Перцов Л. А. Ионизирующие излучения биосферы. — М.: Атомиздат, 1973. — 286 с.
3. Тверской П. Н. Атмосферное электричество. — Л.: Гидрометеиздат, 1949. — 252 с.

4. Dickson R. R., Posey J. Maps of snow-cover probability for the northern hemisphere.— *Mont. Wea. Rev.*, 1967, vol. 95, N 6, p. 347—353.

5. Israel H. Atmospheric electricity vol. 2. Ierusalem, Israel programm for scientific translation, 1973, 800 p.

6. Khera M. K., Raina B. N. The measurements of atmospheric electric field at Gulmarg.— *Indian Journ. Met. and Geophys.*, 1972, vol. 23, N 4, p. 543—546.

7. Michnowski S., Nguyen Manh Duc. On the values and the variation of the atmospheric electric field at Cha-Pa.— In: Cha-Pa observatory atmospheric electricity and radioactivity data, 1958—1959. Lodz, Polich scientific publishers, 1965, p. 107—123.

Л. Г. Махоткин

ОСОБЕННОСТИ ГОДОВОГО ХОДА ГРАДИЕНТА ПОТЕНЦИАЛА В ЮЖНОМ ПОЛУШАРИИ

Недавно опубликованные результаты наблюдений за градиентом потенциала электрического поля атмосферы (V') в Окленде [10] привлекают к себе внимание прежде всего из-за крайней ограниченности данных атмосферно-электрических измерений, относящихся к южному полушарию. В литературе встречались указания как на однотипность сезонных изменений градиента потенциала с максимумом в холодное время года для соответствующего полушария [13, 17], так и на синхронность годового хода в глобальном масштабе с максимумом в период северной зимы при наличии, однако, некоторых исключений [12, 16]. Утверждение о синхронности годового хода V' в обоих полушариях, особенно подчеркнутое в монографии [12], получило, по-видимому, наибольшее распространение. В связи с важностью выяснения вопроса о годовом ходе V' для исследований по теории атмосферного электричества представляет интерес использовать новые экспериментальные данные прежде всего для характеристики годовых вариаций V' с учетом полученных ранее результатов.

Регистрация V' производилась в Окленде в 1963—1969 гг. вполне современным методом с помощью агриметра (т. е. одного из вариантов электростатического флюксметра). Следует лишь указать, что полное отсутствие отрицательных часовых значений V' с июня 1963 г. до конца ноября 1964 г. при неоднократном появлении их в течение всего остального периода (декабрь 1964 — апрель 1969 г.) заставляет считать, что первые полтора года регистрировались только абсолютные значения V' (хотя это обстоятельство прямо не оговорено в сборнике таблиц [10]).

Окленд (Новая Зеландия) расположен на северном побережье о-ва Северный и даже среди других пунктов (ни один из которых не удален от берега дальше чем на 120 км [3]) выделяется близостью к океану. В большинстве направлений расстояние до побережья не превышает 30 км. Поэтому Окленд, находящийся на широте $36,8^\circ$ ю., можно считать достаточно типичной морской

среднеширотной станцией южного полушария, занятого преимущественно океанами. Выравнивающее действие океана сказывается на пространственной и временной устойчивости вариаций основных метеорологических элементов. Для сравнения метеорологических условий можно воспользоваться данными по Мельбурну, где наблюдения ведутся более 100 лет. Мельбурн расположен на южном побережье Австралии и близок по широте ($37,8^{\circ}$ ю.) к Окленду, но расстояние между этими пунктами составляет около 3000 км.

По температуре воздуха, облачности, числу дней с осадками и с грозой условия в Окленде и Мельбурне на основании данных, приведенных в новом климатическом справочнике [3], весьма близки. Средняя годовая температура в Окленде $15,1^{\circ}$, в Мельбурне $14,9^{\circ}$; средняя годовая общая облачность составляет соответственно 5,8 и 5,8 балла; число дней с осадками более 0,25 мм — 185 и 156; число дней с грозами 16 и 14. Летом в Окленде немного холоднее, а зимой немного теплее, чем в Мельбурне, но средние температуры как самого теплого месяца (февраль), так и самого холодного (июль) отличаются всего на один градус, изменяясь соответственно от $19,6$ и $20,2^{\circ}$ (в феврале) до $10,8$ и $9,7^{\circ}$ (в июле). В течение всего года средние месячные минимальные температуры в Мельбурне приблизительно на 2° меньше, чем в Окленде, но не спускаются ниже $+5,9^{\circ}$. Годовой ход облачности в обоих пунктах выражен слабо, средние месячные значения колеблются в пределах 5,5—6,5 балла (Окленд) и 4,8—6,5 балла (Мельбурн). Число дней с осадками имеет вполне определенно выраженный годовой ход с максимумом зимой (июль) и минимумом летом (февраль), изменяясь по средним месячным значениям в пределах от 10 до 20 (Окленд) и от 8 до 17 (Мельбурн). Противоположный годовой ход имеет продолжительность солнечного сияния, наименьшая в июне (123 ч в Окленде и 95 ч в Мельбурне) и наибольшая в январе (соответственно 233 и 252 ч) при очень близких годовых суммах (2093 и 2023 ч). Средняя скорость ветра в Окленде (4,6 м/с) несколько больше, чем в Мельбурне (3,6 м/с) но в обоих пунктах мало меняется в течение года, колеблясь по средним месячным значениям в пределах 4,2—5,4 и 3,1—3,8 м/с. Туманы наблюдаются преимущественно в более холодное время (с апреля по август) и чаще встречаются в Мельбурне (29 дней в году по сравнению с 15 днями в Окленде). Сравнительно немногочисленные грозы могут появляться в любое время года, но в Мельбурне достаточно определенно выделяется летний максимум с ноября по февраль, когда отмечается в среднем по 2 дня с грозой в месяц.

Наиболее заметные расхождения между погодными условиями в двух сравниваемых пунктах ограничиваются лишь уровнем влажности воздуха (при одинаковом годовом ходе) и интенсивностью дождей, выпадающих более или менее равномерно в течение всего года в обоих пунктах. В Окленде абсолютная влажность на 2,5 мбар, а относительная влажность на 15% выше, чем

в Мельбурне. Годовое количество осадков, наиболее интенсивных в Окленде с мая по август, приблизительно в два раза больше, чем в Мельбурне, где оно мало изменяется от месяца к месяцу, колеблясь в пределах от 49 до 66 мм при годовой сумме 661 мм.

Отмеченные расхождения имеют частный характер и не нарушают общего вывода о подобии погодных условий в данном районе. Чтобы оценить устойчивость общих режимных характеристик не только в пространстве, но и во времени, обратимся к результатам наблюдений, сделанных в Мельбурне более 100 лет назад (в 1858—1863 гг.) [15, 18]. Полученные тогда данные о годовом ходе различных метеорологических элементов вполне согласуются с данными, указанными в современном климатическом справочнике [3] при наличии лишь сравнительно небольших изменений средних уровней. Для сравнения можно привести следующие средние годовые величины, где первые числа относятся к нормам по справочнику, а вторые взяты по наблюдениям в середине прошлого века: температура воздуха 14,9 и 14,3°; общая облачность 5,8 и 6,0 балла; абсолютная влажность 10,5 и 11,5 мбар; количество осадков 661 и 626 мм; скорость ветра 3,5 и 4,5 м/с. Заметим, что для получения сопоставимых величин данные старых наблюдений переведены в принятые теперь единицы, причем заметная неточность могла появиться только при оценке скорости ветра, которая указывалась раньше в баллах Бофорта.

Кроме метеорологических и магнитных наблюдений в Мельбурне (в обсерватории Флагстаф) в 1858—1863 гг. производились измерения напряженности электрического поля, которая характеризовалась относительными величинами (числом делений электрометра) [15, 18]. Эти измерения были выполнены стандартным методом Пельтье. Значительно позднее, в 1911—1912 гг., были сделаны измерения градиента потенциала электрического поля в Буэнос-Айресе, расположенном в том же широтном поясе, но в западном полушарии (34,6° ю. ш., 58,5° з. д.). Измерения проводились там с помощью капельного коллектора три раза в день (около 7, 14 и 20 ч) [13], так что могут характеризовать только годовой ход и по своему объему содержат значительно более ограниченный материал по сравнению с самыми ранними наблюдениями в Мельбурне. Градиент потенциала в Буэнос-Айресе измерялся уже в абсолютных единицах и оказался в среднем равным 126 В/м, т. е. очень близким к средней величине (130 В/м) для всех станций [16]. В Окленде по данным последних измерений (1965—1969 гг.) получается более высокая величина, но того же порядка. (177 В/м).

По своим климатическим условиям Буэнос-Айрес близок к Окленду и Мельбурну, а некоторое отличие средних годовых характеристик вызвано в основном более жарким и солнечным летом [4]. При средней годовой температуре 16,5° средняя температура января в Буэнос-Айресе приблизительно на 4° выше, чем в Окленде и Мельбурне. В связи с этим при сравнительно высокой

и одинаковой все время с Оклендом относительной влажностью летом наблюдается повышенная абсолютная влажность, которая в феврале на 3 мбар больше, чем в Окленде, и на 6 мбар больше, чем в Мельбурне. Облачность, почти не меняющаяся в течение всего года в Окленде, значительно уменьшается летом в Буэнос-Айресе, снижаясь в феврале до 4,1 балла по сравнению с 5,9 балла в Окленде. Это влечет за собой увеличение продолжительности солнечного сияния в летнее время (до 293 ч в январе при 233 ч в Окленде и 252 ч в Мельбурне). По осадкам Буэнос-Айрес с годовой суммой 1008 мм занимает промежуточное положение между Оклендом (1267 мм) и Мельбурном (661 мм), причем дожди там более интенсивны в летнее время (в январе 93 мм, в июле 60 мм), тогда как в Мельбурне осадки распределяются равномерно по месяцам (как в январе, так и в июле 51 мм), а в Окленде преобладают зимой (в январе 76 мм, в июле 144 мм). В течение всего года в Буэнос-Айресе наблюдаются преимущественно слабые ветры со средней скоростью от 2,2 м/с в мае и июне до 3,1 м/с с сентября по январь. По числу дней с туманами (в среднем 34 дня за год) Буэнос-Айрес близок к Мельбурну, а по числу дней с грозами (15 ± 1) все три пункта практически почти не отличаются друг от друга.

Несмотря на близость этих пунктов по широте, высоте 25—50 м над уровнем моря) и по своим климатическим условиям, сравнимость полученных там данных об электрическом поле атмосферы вызвала сначала большие опасения вследствие очень больших расхождений по времени измерений, крайнего различия приборов и методов, не говоря уже о больших расстояниях между выбранными обсерваториями. Уже 50 лет назад данные наблюдений в Мельбурне казались настолько устаревшими и мало надежными, что относительно них говорилось всего лишь несколько слов в сноске [13]. Результаты сравнения вариаций градиента потенциала по самым старым и самым новым данным неожиданно полностью опровергают этот взгляд, как будет видно ниже на основании табл. 1 и особенно табл. 2.

Для общей характеристики годового хода градиента потенциала естественно использовать средние месячные значения по всем дням, тем более, что в старых данных так называемые «нормальные дни» или отдельные «нормальные значения» не выделялись. Это не является недостатком, так как выделение нормальных дней статистически вообще не оправдано [9] и неоднократно было показано, что средние вариации градиента потенциала по нормальным дням вполне соответствуют вариациям по всем дням при изменении только среднего уровня (см., например, [5, 6]). В частности, относительные вариации градиента потенциала можно характеризовать средними величинами, вычисленными как по всем измеренным значениям, так и по совокупности положительных значений, охватывающей подавляющее большинство данных. Наблюдения, проведенные в Мельбурне, были обработаны в исходной работе [18] по последнему варианту, а харак-

Таблица 1

Годовой ход градиента потенциала (в относительных единицах)

Пункт	Период	Координаты		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
		φ	λ												
Окленд	1964—1969	37° ю.	175° в.	0,81	0,68	0,89	0,98	1,21	1,34	1,42	1,10	1,07	0,89	0,78	0,82
Мельбурн	1858—1863	38° ю.	145° в.	0,86	0,79	0,76	0,90	0,97	1,21	1,21	1,28	1,17	1,07	0,90	0,90
Буэнос-Айрес . .	1911—1912	35° ю.	58° з.	0,70	0,31	0,33	1,12	1,28	1,23	1,48	1,27	1,39	0,90	1,21	0,76

теристика повторяемости, относительной величины и условий появления встречающихся изредка отрицательных значений градиента потенциала представлены в ней в отдельных таблицах. При использовании здесь данных по Мельбурну сохраняется принятое раньше подразделение, тогда как средние величины по Окленду вычислены по суммам всех величин с учетом знаков. Для результатов сопоставления данных, представленных в табл. 1, это частное расхождение методики обработки не имеет существенного значения.

Как видно из табл. 1, годовой ход градиента потенциала на среднеширотных станциях южного полушария вполне определенно характеризуется максимумом зимой (июль—август) и минимумом летом (февраль—март), если указывать сезоны по данному полушарию. Следовательно, как в северном, так и в южном полушарии повышенные значения градиента потенциала наблюдаются в холодное время года (приходящиеся, однако, на разные месяцы в соответствии с противоположностью сезонов в двух полушариях). В экваториальной зоне нет явно выраженного холодного сезона и отсутствие соответствующего повышения значений градиента потенциала должно привести к некоторому снижению средних годовых величин. Этим можно объяснить известный широтный ход осредненных значений градиента потенциала, не согласующийся с широтным ходом грозовой деятельности и связывавшийся пока довольно условно с широтным ходом космической радиации. Так как возможные изменения уровня естественной радиоактивности воздуха при таком сопоставлении не принимались во внимание, даваемое обычно объяснение причин широтного хода имело искусственный характер.

Годовой ход градиента потенциала проявляется в северном полушарии не только в изменениях средних величин, но и в сезонных изменениях формы кри-

вых суточного хода [5, 6]. В отличие от этого на среднеширотных станциях южного полушария форма кривых суточного хода почти не меняется в течение всего года при наличии значительных изменений амплитуды колебаний. В табл. 2 указано местное время в часах (t) и относительные величины экстремумов в суточном ходе градиента потенциала (A) в зимнее и летнее время (для июля и января) по наблюдениям в Окленде (О) в период с 1965 по 1969 г. и в Мельбурне (М) в период с 1858 по 1863 г. В течение всего года суточный ход градиента потенциала имеет вид двойной волны, поэтому отмечаются два максимума и два минимума. Средние значения этих экстремумов характеризуются в табл. 2 отношением их величины к величине главного максимума соответствующей кривой.

Таблица 2

**Время наступления и относительные величины экстремумов
среднего суточного хода градиента потенциала**

Месяц		Минимум		Максимум		Минимум		Максимум	
		t	A	t	A	t	A	t	A
Июль	О	6	0,49	10	1	15	0,50	22	0,94
	М	4	0,51	9	1	14	0,51	19	0,86
Январь	О	5	0,61	8	1	16	0,42	24	0,73
	М	2	0,63	7	1	14	0,45	22	0,92

Несмотря на столетний промежуток между сравниваемыми наблюдениями, в большинстве случаев относительные величины экстремумов прекрасно согласуются между собой. Разница во времени наступления экстремумов составляет в среднем два часа и причина этого расхождения пока неясна, заметим лишь, что она соответствует расхождению в местном времени между Оклендом и Мельбурном. Однако даже сравнительно небольшие сезонные изменения времени t , отмечаемые по данным наблюдений обеих станций, вполне согласуются между собой. Такая согласованность данных о среднем суточном ходе градиента потенциала служит вполне определенным указанием на безусловную надежность результатов, полученных при весьма тщательном проведении наблюдений очень старым методом.

В поисках причин, вызывающих годовой ход градиента потенциала в северном полушарии, недавно пришлось обратиться к изучению характерных особенностей кривой детального годового хода, полученной по средним значениям за каждый день и сглаженной потом подсчетом скользящих пятидневных средних значений. Такая кривая, построенная по данным наблюдений в течение 21 года в пос. Воейково (под Ленинградом), оказалась очень близкой к кривой средней высоты снежного покрова [7].

Годовой ход площади снежного покрова в северном полушарии подобен годовому ходу градиента потенциала на станциях северного полушария [8]. Связь годовых изменений градиента потенциала с изменениями снежного покрова может вызываться влиянием последнего на поступление естественных радиоактивных эманацій и излучения или же общим влиянием его на климат и погоду, которое особенно подчеркивалось еще А. И. Воейковым [1, 2].

В южном полушарии переменный снежный покров занимает незначительную площадь, а годовые вариации градиента потенциала противоположны вариациям, наблюдаемым в северном полушарии. Следуя ранее примененной методике, можно было построить детальную кривую годового хода градиента потенциала в Окленде, вычислив скользящие пятидневные средние значения. Кроме того, оказалось, что таблицы средних суточных и средних пентадных значений градиента потенциала в Мельбурне имелись уже в оригинальной работе (конечно, еще в относительных единицах) [18]. Наиболее заметной особенностью рассматриваемых детальных кривых является наличие ряда резких подъемов в период с середины апреля до середины июля (Окленд) или до начала августа (Мельбурн). В этот период (с апреля по август), как по старым, так и по новым наблюдениям, не только в Окленде и Мельбурне, но и в Буэнос-Айресе относительная влажность воздуха в среднем на 10% выше, чем в остальное время года (с сентября по март). По другим метеорологическим элементам указанный относительно холодный период ограничивается менее определенно. В литературе уже встречались сопоставления вариаций градиента потенциала с вариациями абсолютной влажности, но указывалось, что в суточном ходе сравниваемые колебания синфазны, а в годовом ходе противофазны [16].

Наличие неясных по своему содержанию, а иногда и неоднозначных соотношений между изменениями градиента потенциала и влажности воздуха, очевидно, указывает на зависимость градиента потенциала не от самой влажности воздуха, а от другого элемента, связанного с ней. Таким элементом, в частности, может быть испарение. Неоднократно делались предположения относительно образования электрических зарядов при испарении воды, но лабораторные опыты давали противоречивые и большей частью отрицательные результаты [16]. По данным измерений в естественных условиях увеличение испарения сопровождается уменьшением значений градиента потенциала, что качественно согласуется с результатами некоторых лабораторных опытов. В Мельбурне в 1858—1863 гг. вместе с другими метеорологическими элементами измерялась испаряемость (или потенциальное испарение), годовой ход которой характеризуется сравнительно плавной кривой, противофазной в общих чертах кривой годового хода градиента потенциала. Подобная противофазность обеспечена и в других местах при наличии значительных сезонных колебаний температуры. Однако при сопоставлении гладких кривых, не

имеющих характерных особенностей типа явно выраженных изомов, нельзя получить достаточно определенный вывод. Например, в тот же период в Мельбурне проводились наблюдения за содержанием озона, годовой ход которого с максимумом зимой и минимумом летом подобен сглаженному ходу градиента потенциала по средним месячным значениям, но связывать эти элементы между собой нет оснований.

Независимо от того, одинаковые или различные причины вызывают появление годовых вариаций градиента потенциала в северном и южном полушариях, противофазность этих колебаний заставляет поставить вопрос о возможности решения задачи о происхождении электрического поля по данным об его вариациях. Нельзя дать заранее положительный ответ на этот вопрос, так как изменения метеорологических условий могут только модулировать некоторое постоянное электрическое поле, поддерживаемое совершенно другими процессами, связанными, например, с равновесным зарядом аэрозолей. Различие вариаций, наблюдаемых в разных местах, допускает в итоге появление некоторой невязки, принимаемой за унитарную вариацию, но не имеющей самостоятельного происхождения.

По опыту наблюдений в Мельбурне и Окленде видно, что решение ряда вопросов об электрическом поле атмосферы зависит прежде всего от развития методов анализа и интерпретации имеющихся материалов, так как в результате коренного технического усовершенствования аппаратуры получалось в основном лишь подтверждение, но не расширение исходных данных.

В заключение остается кратко остановиться на некоторых дополнительных характеристиках, связанных с оценкой повторяемости отрицательных значений градиента потенциала и зависимости его от направления ветра. В Окленде отрицательные значения встречаются по всему ряду наблюдений в 10% случаев, а в Мельбурне они составляли 6%, но в 8% случаев отсчеты были малы и принимались за нулевые. С учетом последних вероятность отрицательных значений оказывается близкой к 10% на обеих станциях. В течение всего года суточный ход вероятности отрицательных значений характеризуется плоским минимумом в послеполуденное время (в 15 ч в Окленде и в 13 ч в Мельбурне). Годовой ход вероятности отрицательных значений оказался не только различным, но даже противоположным в рассматриваемых пунктах, близких по всем основным характеристикам, что указывает на зависимость появления таких случаев от локальных условий. В Мельбурне отрицательные значения наиболее вероятны в теплое время года (январь 9,5%, июль 2%), а в Окленде они чаще встречаются в течение холодного периода (июнь и август 14%, март 7%).

При изучении влияния местных факторов на результаты измерения градиента потенциала недавно снова обратились в ряде работ (например, [11, 4]) к выяснению зависимости средних значений градиента от направления ветра. Такая обработка данных

по Мельбурну была проведена еще в 1867 г. [18], а новые данные по Окленду не проанализированы таким способом из-за отсутствия в представленных материалах ежечасных сведений о направлении ветра. Обобщенные данные о зависимости средних положительных значений градиента потенциала V^* от направления ветра в Мельбурне и о распределении числа отрицательных значений (P_-) представлены в табл. 3 в качестве примера для двух характерных месяцев. При составлении этой таблицы исходные данные по 16 и 32 румбам были приведены обычным способом к 8 румбам.

Таблица 3

Зависимость средних значений градиента от направления ветра и распределение отрицательных значений

Месяц	Величина	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
Февраль	V^*	0,81	1,17	1,30	1,07	0,84	1,07	0,94	0,80
	P_-	21	12	7	18	24	9	4	5
Июль	V^*	0,64	1,21	1,60	1,26	1,18	0,88	0,60	0,63
	P_-	41	11	4	1	3	11	16	13

Значения V^* выражены в табл. 3 в относительных единицах по отношению к средней величине для соответствующего месяца, а значения P_- даны в процентах к общему числу отрицательных часовых градиентов в этом месяце. Как указано в [18], влияние северного ветра, несущего обычно облака пыли и вызывающего уменьшение V^* и увеличение P_- (табл. 3), особенно заметно в более холодное время года (с апреля по октябрь), когда вообще преобладают южные ветры. В летнее время господствуют северные ветры, но отрицательные значения встречаются тогда не только при северных направлениях, но и при южном бризе. Таким образом, заметна некоторая зависимость появления отрицательных значений (и снижения положительных значений градиента) от условий, нетипичных для данного периода. Сравнительно резкий переход от преобладающих северных ветров к преимущественно южным приходится в Мельбурне на середину апреля [18], когда отмечаются также значительные изменения градиента потенциала. Однако подобные изменения градиента отмечаются в это время и в Окленде, где в течение всего года преобладают юго-западные ветры. Связь нерегулярных изменений градиента потенциала с другими метеорологическими факторами также имеет сложный характер. В Мельбурне в зимнее время (май — сентябрь) до 50—70% случаев появления отрицательных значений отмечались при дожде и только 1—7% при ясном небе, а летом (с января по март) на дождливую и ясную погоду приходится примерно одинаковые части порядка 20% для каждой. Заметим,

наконец, что на основании рассмотренных данных нельзя получить никаких сведений о связи регулярных изменений градиента потенциала с грозовой деятельностью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Воейков А. И. Влияние снеговой поверхности на климат.— В кн.: Избранные сочинения, т. 2. М.; Л., Изд-во АН СССР, 1949, с. 10—14.
2. Воейков А. И. Снежный покров, его влияние на почву, климат и погоду и способы исследования.— В кн.: Избранные сочинения, т. 2. М.; Л., Изд-во АН СССР, 1949, с. 15—157.
3. Климатический справочник Австралии и Новой Зеландии.— Л.: Гидрометеоиздат, 1975.— 144 с.
4. Климатический справочник Южной Америки.— Л.: Гидрометеоиздат, 1975.— 369 с.
5. Махоткин Л. Г. Средний суточный ход градиента потенциала по данным наблюдений в период МГГ и МГСС.— Труды ГГО, 1969, вып. 242, с. 113—117.
6. Махоткин Л. Г. Сезонные изменения среднего суточного хода градиента потенциала.— Труды ГГО, 1970, вып. 253, с. 79—84.
7. Махоткин Л. Г. Снова к гипотезе Эберта? — Труды ГГО, 1974, вып. 301, с. 70—74.
8. Махоткин Л. Г. Годовые вариации градиента потенциала и глобальные годовые изменения площади снежного покрова.— См. наст. сборник.
9. Махоткина Е. Л. Нормальные дни в свете статистических закономерностей.— Труды ГГО, 1974, вып. 301, с. 60—69.
10. Результаты наземных наблюдений за атмосферным электричеством (мировая сеть). Дополнительный выпуск (Новая Зеландия, 1963—1969).— Л., изд. ГГО, 1975.— 38 с.
11. Семенов К. А. Влияние локальных условий на элементы атмосферного электричества.— Труды ГГО, 1974, вып. 323, с. 109—118.
12. Тверской П. Н. Атмосферное электричество.— Л.: Гидрометеоиздат, 1949.— 252 с.
13. Chauveau B. Eletricité atmosphérique. Deuxième fascicule, Paris, O. E. Doin, 1925, 264 p.
14. Frimescu M. Influenta poluării aerului asupra electricității atmosfereice. — In: gulegere de lucrări de meteorologie ale institutului de meteorologie si hidrologie pe anuel 1972. Bucuresti, 1974, p. 181—189.
15. Hann J. Dr. Neumayer's Untersuchungen über die Meteorologie von Süd-Australien.— Zeitschrift für Meteorologie, 1870, Bd 5, N 5, S. 97—115.
16. Israel H. Atmospheric electricity, vol. 2., jerusalem. Isr. progr. for sci transl., 1973, 796 p.
17. Kilinski E. Lehrbuch der Luftelektrizität. Leipzig, Akad. Verlags., 1958, 141 S.
18. Neumayer G. Discussion of the meteorological and magnetical observations made at the Flagstaff observatory, Melbourne, during the years 1858—1863. Mannheim, pr. by J. Schneider, 1867. 346 p.

Т. В. Лободин

О РОЛИ ЛОКАЛЬНОЙ КОМПОНЕНТЫ В ГЛОБАЛЬНЫХ СУТОЧНЫХ ВАРИАЦИЯХ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ АТМОСФЕРЫ

Выяснение причин существования унитарной вариации напряженности электрического поля атмосферы E требует детального изучения роли различных типов генераторов, ответственных за эти вариации.

Прежде всего необходимо оценить тот вклад, который вносят континенты земного шара в глобальные суточные изменения E .

В настоящей работе использован материал атмосферно-электрических измерений 120 станций мира, полученный в основном в последнее пятидесятилетие.

Изучение закономерностей изменения E по местному времени показало, что практически для всех станций мира независимо от места их нахождения отмечается однотипный характер суточного хода наблюдаемых значений напряженности поля E_n . В летний период минимальные значения $E_{n\min}$ наблюдаются в 2—4 ч, а двойной максимум $E_{n\max}$ — в 8—10 и 18—22 ч соответственно. Максимум дневной депрессии приходится на 14 ч. Аналогичный вывод ранее был сделан Брауном [5] на более ограниченном материале наблюдений. Следует отметить, что величина депрессии изменяется от 0 до $(E_{n\max} - E_{n\min})$. Однако в подавляющем большинстве случаев она лежит между значениями $E_{n\max} - E_{n\min}$ и $0,5 (E_{n\max} - E_{n\min})$.

Отмечается широкий и узкий тип депрессии, который зависит от географических условий. Однако структура обоих типов депрессии идентична и не имеет существенного значения при анализе кривых суточного хода E_n . Зимой при наличии снежного покрова в месте наблюдения суточный ход E_n представляет собой простую волну с минимумом в 3—4 ч и максимумом в 18—19 ч по местному времени. Суточный ход E_n по местному времени для континентальных станций в летний и зимний периоды представлен на рис. 1.

При оценке роли локальных суточных вариаций $E_{\text{л}}$ будем исходить из предположения о том, что унитарная вариация входит в качестве обязательного компонента для каждой точки земного шара, а наблюдаемые значения $E_{\text{н}}$ являются результатом сложения локальной $E_{\text{л}}$ и унитарной $E_{\text{у}}$ компонент, т. е. $E_{\text{н}} = E_{\text{л}} + E_{\text{у}}$.

Таким образом, значение локальной компоненты напряженности поля для широты φ_i , рассчитанное для данного часа $h_{\text{к}}$ по местному времени $[E_{\text{л}} h_{\text{к}}(\varphi_i)]$, может быть вычислено из следующего соотношения:

$$E_{\text{л}} h_{\text{к}}(\varphi_i) = E_{\text{н}} h_{\text{к}}(\varphi_i) - E_{\text{у}} h_{\text{к}}, \quad (1)$$

где $E_{\text{у}}$ — величина унитарной составляющей напряженности поля, приведенная к данному часовому поясу. Разлагая входящие

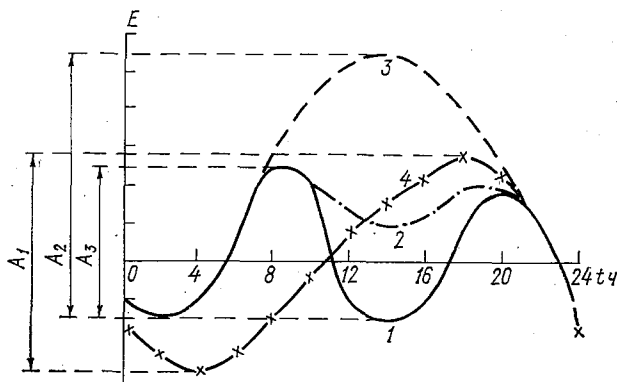


Рис. 1. Суточный ход $E_{\text{н}}$ для континентальных станций. 1 — лето при наличии депрессии, 2 — то же при неполном вырождении депрессии, 3 — то же при полном вырождении депрессии, 4 — зима.

в формулу (1) величины на постоянную и переменную составляющие и отбрасывая постоянные члены, получим для расчета локальной суточной вариации в данной точке

$$\Delta E_{\text{л}} h_{\text{к}}(\varphi_i) = \Delta E_{\text{н}} h_{\text{к}}(\varphi_i) - \Delta E_{\text{у}} h_{\text{к}}. \quad (2)$$

Учет амплитуды суточной унитарной вариации $\Delta E_{\text{у}}$ для суши производится различными способами. В одних случаях [2] принимается, что унитарная вариация на суше $\Delta E_{\text{ус}}$ и над океанами $\Delta E_{\text{уо}}$ одна и та же, т. е. $\Delta E_{\text{ус}} = \Delta E_{\text{уо}}$.

В других случаях [4, 6] наблюдаемую на суше унитарную вариацию рассчитывают по формуле

$$\Delta E_{\text{ус}} = \frac{\bar{E}_{\text{с}}}{\bar{E}_{\text{о}}} \Delta E_{\text{уо}}, \quad (3)$$

где $\bar{E}_{\text{с}}$ и $\bar{E}_{\text{о}}$ — среднесуточные значения напряженности поля на

суше и над океанами на данной широте соответственно. При этом предполагается, что сопротивление столба воздуха в данном пункте не имеет суточного хода. В связи с тем что среднегодовые значения напряженности поля для суши и океанов на различных широтах практически совпадают, для расчета $\Delta E_{\text{ус}}$ необходимо учитывать различие в годовом ходе E_c и E_o . В данной работе расчет унитарной вариации производится по формуле (3) с учетом широтного и сезонного изменения отношения $\bar{E}_c/\bar{E}_o$.

Считая Землю проводником электричества, для суточных вариаций Земли ΔQ , связанных с изменениями $\Delta E_{\text{л}}(\varphi_i)$, можно написать следующее соотношение:

$$\Delta Q = \frac{1}{4\pi} \sum_{k=1}^m \sum_{i=1}^n \Delta E_{\text{л} h_k}(\varphi_i) S_{\varphi_i h_k}, \quad (4)$$

где S_{φ_i} — площадь континентов земного шара в данном широтном интервале.

Таблица 1

	Широтный ход суточных амплитуд E_n								
°	0—10	10—20	20—30	30—40	40—50	50—60	60—70	70—80	80—90
A В/м (с. ш.) . .	97	94	89	82	74	65	50	40	31
A В/м (ю. ш.) . .	98	90	81	74	72	73	74	74	—

Перестраивая суммы уравнения (4) по гринвичскому времени, получим унитарное изменение заряда Земли.

Для выяснения той роли, которую играет локальная составляющая напряженности поля, полученная на континентах земного шара в унитарных изменениях E , производились следующие расчеты. Для летнего периода строилась стилизованная кривая E_n типа 1 (рис. 1), для зимнего периода — кривая типа 4. Для того чтобы выяснить роль полуденной депрессии в летнем типе суточного хода E_n , проводились расчеты для кривой 3 при полном вырождении, а также для кривой 2 при неполном вырождении.

В связи с тем что амплитуда суточной вариации напряженности поля является функцией широты, т. е. $A=A(\varphi_i)$, по данным работ [3, 4, 6] был построен широтный ход суточных амплитуд, представленный в табл. 1.

В соответствии с данными табл. 1 рассчитывались значения величины A_1, A_2, A_3 (рис. 1), а также суточный ход E_n для различных широт. Осреднение велось по интервалам географических клеток по широте через 10° и долготе через 15° . В этих же интервалах рассчитывались значения площадей континентов.

Суточный ход по гринвичскому времени рассчитанных по формуле (4) значений ΔQ для северного и южного полушарий, а также для всего земного шара приведен на рис. 2. На рис. 2 приведен суточный ход ΔQ , рассчитанный для зимнего периода север-

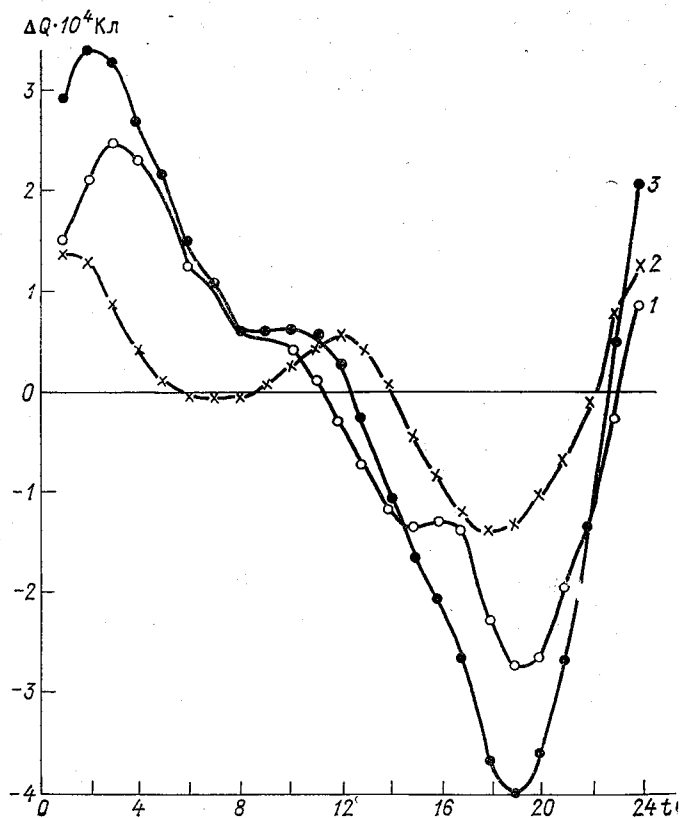


Рис. 2. Глобальное изменение заряда Земли, вызванное вариациями $E_{\text{л}}$.
1 — для северного полушария, 2 — для южного полушария, 3 — для земного шара.

ного полушария. Аналогичный ход кривых наблюдается и для северного лета с той лишь разницей, что минимальные значения смещаются на более поздние часы.

Из рис. 2 следует, что основную роль в унитарных суточных изменениях ΔQ играет северное полушарие. Основной вывод, который можно сделать из рассмотрения рис. 2, состоит в том, что локальные вариации напряженности поля создают глобальные изменения заряда Земли, примерно равные по величине и противоположные по знаку унитарной вариации. При этом полученные кривые имеют коэффициенты обратной корреляции — для зимы 98% и для лета 94%.

Для выяснения роли степени вырождения в суточном ходе $E_{\text{н}}$ проводились аналогичные приведенным выше расчеты ΔQ для

полного и неполного вырождения (см. рис. 1 кривые 3 и 2). Результаты расчетов приведены в табл. 2.

Как видно из табл. 2, характер суточного хода ΔQ при вырожденной депрессии остался в основном таким же, как и без вырождения с той лишь разницей, что экстремальные значения сдвинулись на более поздние часы, а амплитуда уменьшилась примерно на 30%.

Что же касается суточного хода ΔQ при неполном вырождении кривой, то он еще менее отличается от кривой с наличием депрессии. В этом случае наблюдается более размытый максимум и уменьшение амплитуды менее чем на 20% от наблюдаемой при наличии депрессии. Таким образом, хотя роль послеполю-

Таблица 2

**Суточный ход $\Delta Q \cdot 10^4$ Кн для северной зимы и лета
и для вырожденной депрессии**

	Гринвичское время, ч											
	0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22
Лето . . .	2,5	4,0	3,1	1,6	0,6	0,3	0	-0,8	-1,5	-3,6	-3,4	-1,0
Зима . . .	2,1	3,4	2,7	1,5	0,5	0,6	0,3	-1,0	-2,1	-3,7	-3,6	-1,3
Депрессия												
полное вы-												
рождение	-0,4	0,5	0,8	0,8	0,7	1,3	1,3	0,2	-0,7	-2,6	-3,3	-2,5
неполное												
вырожде-												
ние	1,5	2,9	2,8	2,9	1,2	0,6	0,2	-0,5	-1,2	-3,0	-2,9	-1,0

денной депрессии в суточном ходе ΔQ значительна, однако она не является определяющей. Поэтому можно утверждать, что независимо от тонкой структуры суточного хода E_n в различных пунктах земного шара характер суточного хода ΔQ (см. рис. 2 кривая 3), обусловленного локальными изменениями напряженности поля, существенно не изменится.

Для отыскания основных генераторов, ответственных за поддержание заряда Земли, важное значение отводится выяснению вопроса о наличии унитарной вариации E в континентальных условиях. Необходимо отметить, что полученные в работе [2] выводы о наличии унитарной вариации E в континентальных условиях нельзя признать корректными, по крайней мере, по нескольким причинам. Первая из них состоит в том, что, как следует из табл. 1, суточные вариации наблюдаемых значений амплитуд E_n в зависимости от широты места наблюдения могут отличаться друг от друга примерно в три раза. По этой причине не оправдывается предположение о равенстве вкладов, которые вносят станции на разных широтах в изменение заряда Земли. Кроме того,

вес каждого значения E_c даже в однородных условиях подстилающей поверхности зависит от величины и площади, на которую распространяется это значение, что не учтено в работе [2].

И наконец, расположение материков и океанов на земном шаре таково, что невозможно равномерно сгруппировать по часовым поясам данные для континентальных условий, что утверждается в [2]. Все это привело к ошибочным выводам о роли локальной компоненты в глобальных суточных вариациях.

Для того чтобы определить степень влияния унитарной вариации E на суточный ход E_n для континентальных условий, построен рис. 3, на котором нанесено время наступления вторичного

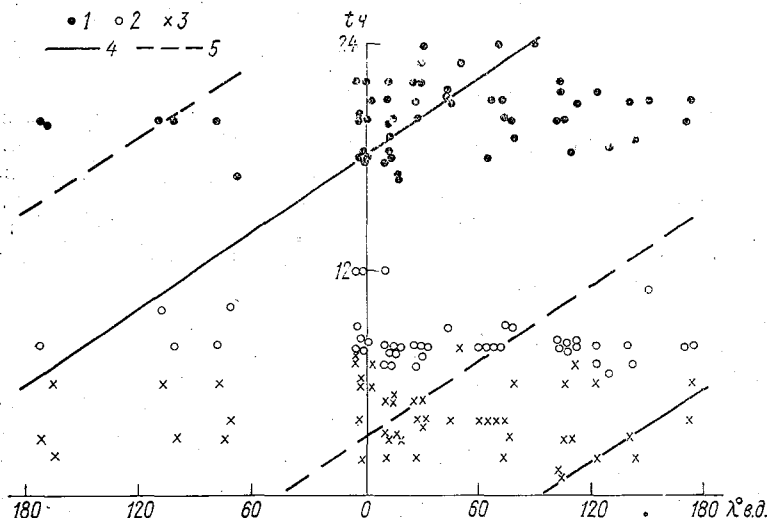


Рис. 3. Наступление экстремальных значений E_n для различных долготных поясов.

1 — вторичный максимум, 2 — первичный максимум, 3 — первичный минимум, 4, 5 — приведенное время наступления максимальных и минимальных значений унитарной вариации градиента потенциала.

(1) и первичного (2) максимумов, а также первичного (3) минимума E_n для различных долготных поясов земного шара по местному времени. На этом же рисунке нанесено приведенное время наступления максимальных (4) и минимальных (5) значений унитарной вариации градиента потенциала. Как видно из рис. 3, максимальные и минимальные значения E_n и E_y совпадают, по крайней мере, для долгот $0-60^\circ$ в. д. Следовательно, для этого интервала долгот должны наблюдаться максимальные суточные амплитуды напряженности поля. Так как величины амплитуд суточного хода E_n в значительной степени зависят от широты, то необходимо проводить сравнения в определенных широтных поясах. При этом нужно иметь в виду, что в полярных областях, где

величины наблюдаемых значений суточных амплитуд меньше амплитуды унитарной вариации, различие в амплитудах, полученных в интервале долгот $0-60^\circ$ в. и вне этого интервала, должно выступать наиболее рельефно.

В приэкваториальной зоне, где суточная амплитуда E_n примерно в 2,5 раза больше амплитуды E_y , это различие должно быть меньше. Сопоставление экспериментальных данных привело к следующему результату. В интервале широт $90-65^\circ$ с. суточные амплитуды в долготном поясе $0-60^\circ$ E $A_1=41$ В/м, вне этого пояса $A_2=46$ В/м. Различие в амплитудах, таким образом, мало и обратное по знаку ожидаемому. Для интервала широт $50-65^\circ$ с. $A_1=57$ В/м и $A_2=49$ В/м. Для интервала широт $50-30^\circ$ с. получены следующие значения суточных амплитуд: $A_1=67$ В/м, $A_2=64$ В/м.

Таким образом, можно утверждать, что в континентальных условиях в суточном ходе E_n унитарная вариация не проявляется. Это может быть связано с тем, что влияние унитарной вариации E компенсируется обратным суточным ходом локальной составляющей поля или с отсутствием унитарной вариации на континентах. Так как наличие унитарной суточной вариации напряженности электрического поля атмосферы является неоспоримым, то остается в силе первое предположение.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бенндорф Г. Атмосферное электричество.— М.; Л.: ГТТИ, 1934.— 123 с.
2. Парамонов Н. А. Об унитарной вариации градиента атмосферно-электрического потенциала.— ДАН СССР, 1950, т. 70, с. 37—38.
3. Парамонов Н. А. Результаты наблюдений за градиентом потенциала электрического поля в атмосфере в период МГГ — МГСС.— Материалы конференции по итогам МГГ (1960) и метеорологического изучения Антарктиды (1959). М., Гидрометеониздат, 1961, с. 246—254.
4. Тверской П. Н. Атмосферное электричество.— Л.: Гидрометеониздат, 1949.— 252 с.
5. Brown I. G. The local variation Earth's electric field.— Terr. Magn. Atm. Electr., 1935, vol. 40, N 4, p. 413—431.
6. Israel H. Atmospheric electricity. Vol. 2. Jerusalem, 1973. 796 p.

А. М. Марковкин, К. А. Семенов

ГОДОВОЙ ХОД НАПРЯЖЕННОСТИ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ НАБЛЮДЕНИЙ В ВОЕЙКОВО

Непрерывная регистрация напряженности электрического поля атмосферы (по непосредственно измеряемым значениям градиента потенциала V'), производится в районе Ленинграда уже более пятидесяти лет в пунктах, удаленных от него на расстояние порядка 15—25 км. Это позволяет не только получить средние режимные данные, но и оценить степень их устойчивости. С 1946 г. по настоящее время наблюдения проводятся в Воейково, а с 1916 по 1941 г. они проводились в Слуцке (Павловске). Для оценки типичности получаемых теперь данных об одной из самых основных атмосферно-электрических характеристик, к которым относится годовой ход V' , целесообразно воспользоваться разложением в гармонический ряд, что позволяет количественно сравнивать кривые годового хода не по отдельным точкам, а в развернутом виде с выделением главных компонентов. Такой прием уже давно применялся при анализе кривых суточного хода V' (см., например, [1]), но не практиковался при анализе годового хода, которому обычно уделялось неоправданно меньшее внимание. В табл. 1 при-

Таблица 1

Результаты гармонического анализа годовой вариации градиента потенциала электрического поля атмосферы

Пункт	Период	$\bar{V}$ В/м	a_1	a_2	a_3	a_4	φ_1	φ_2	φ_3	φ_4
Слуцк	1916—1935	172	0,36	0,12	0,07	0,05	83	324	278	285
Воейково	1967—1976	201	0,36	0,12	0,03	0,05	84	47	237	201
Воейково	1969—1974	195	0,32	0,11	0,07	0,02	78	18	284	0
Воейково*	1969—1974	127	0,22	0,13	0,06	0,03	60	30	225	330
Верхнее Дуброво	1969—1974	218	0,38	0,08	0,08	0,02	82	22	245	315

ведены коэффициенты гармонического ряда, где для i -го месяца $T=i-0,5$,

$$V' = \bar{V}'[1 + a_1 \sin(30T + \varphi_1) + a_2 \sin(60T + \varphi_2 + \dots)], \quad (1)$$

вычисленные, как правило, по нормальным значениям V' , относящимся к различным периодам наблюдений. Для сравнения таким же способом были обработаны осредненные данные наблюдений по нормальным дням в Слуцке [1] и в Верхнее Дуброво (около Свердловска). Кроме того, для периода 1969—1974 гг. обработаны данные наблюдений по всем дням в Воейково (строчка, в которой помещены коэффициенты последнего ряда, отмечена звездочкой). Амплитудные коэффициенты a_1 — a_4 даются здесь в отнесенных единицах, а фазовые углы φ_1 — φ_4 — в градусах.

Как видно из табл. 1, при использовании данных, относящихся только к нормальным дням или нормальным значениям V' , получаются достаточно близкие величины амплитудных коэффициентов a_1 — a_4 , отличающихся большой устойчивостью при осреднении материалов наблюдений за 10—20 лет. При осреднении данных по всем дням (при любой погоде) отмечается подавление амплитуды первой гармоники по сравнению с ее величиной, найденной для того же пункта и тех же лет по нормальным значениям. Очень близкие величины при использовании нормальных значений V' имеют также фазы первой гармоники φ_1 , но фазы высших гармоник могут значительно меняться даже для близких мест (Слуцк — Воейково) при различных периодах наблюдений.

Отдельные гармоники ряда (1), вероятно, не имеют самостоятельного физического значения и нельзя заранее считать, что они вызываются различными факторами, например, наложением локальных эффектов на некоторую унитарную волну. Однако вследствие своей исключительной простоты может представлять интерес приближенная оценка V' , соответствующая главному члену (первой гармонике), при использовании данных по нормальным дням или по нормальным значениям. В соответствии с величиной φ_1 первая гармоника обращается в нуль в первой половине апреля и в первой половине октября, т. е. приблизительно в периоды равноденствий, когда склонение Солнца $\delta=0$. Сравнивая предельные значения $\sin \delta$ и величину коэффициента a_1 , получим округленно

$$V' \sim \bar{V}'(1 - \sin \delta). \quad (2)$$

В это приближенное соотношение, характеризующее основную волну, входит только один постоянный коэффициент и одна переменная величина, являющаяся астрономическим параметром δ .

Если сравнить непосредственно (без гармонического анализа) кривые годового хода V' по нормальным дням с очень детальной кривой годового хода V' в Воейково по всем дням, представленной в статье [2], то можно заметить, что значительные систематические расхождения между ними встречаются только осенью,

с сентября по ноябрь. Благодаря наличию осенней депрессии значений V' , полученных осреднением по всем дням, рост V' по этим данным начинается позднее и согласуется с появлением и нарастанием снежного покрова [2]. Вместо этого для кривых годового хода V' по нормальным дням характерен довольно монотонный рост значений V' с июня по февраль, сменяющийся потом резким падением до мая. В настоящее время трудно объяснить причину этого частного, но специфического расхождения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аллик Р. А., Леушин Н. И. Некоторые выводы из наблюдений за электрическим состоянием атмосферы в Слупке (б. Павловске) за 20 лет (1916—1935 гг.). — Труды ГГО, 1939, вып. 30, с. 3—33.
2. Махоткин Л. Г. Снова к гипотезе Эберта? — Труды ГГО, 1974, вып. 301, с. 70—74.

Е. Р. Двали, Л. Л. Калаидзе

ЗАВИСИМОСТЬ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК АТМОСФЕРЫ ОТ НЕКОТОРЫХ АТМОСФЕРНЫХ ЯВЛЕНИЙ

Принятая методика выборки нормальных значений электрических характеристик атмосферы предусматривает исключение данных, полученных при наличии отдельных метеорологических явлений, в том числе инея и росы, что не было обосновано исследованием влияния этих факторов на измеряемые элементы.

Для выяснения влияния инея на измеряемые величины градиента потенциала V' и электрическую проводимость воздуха λ были использованы данные наблюдений в г. Душети, причем вычислялись следующие средние значения для всех рассматриваемых периодов с учетом веса данных, относящихся к каждому часу: 1) $V'_н$ и λ_n — значения, полученные при отсутствии других возмущающих факторов, но при наличии инея; 2) $V'_н$ и λ_n — нормальные значения, подсчитанные при выборе данных по методу ГГО, т. е. с исключением часов, когда наблюдался иней; 3) $V'_{нд}$ — значения по нормальным дням без исключения данных при наличии в эти дни инея; 4) $V'_н$ — нормальные значения, выбранные за период 1960—1969 гг., по методу ГГО.

Результаты проведенных расчетов представлены в табл. 1, где в скобках указано число случаев, выбранных для подсчета средних значений. Из этой таблицы видно, что в течение всех сезонов, когда можно сделать такое сопоставление, имеются только незначительные расхождения между средними нормальными величинами градиента потенциала $V'_н$ при наличии инея и величинами $V'_н$, относящимся к наблюдениям при отсутствии инея. Наименьшие расхождения получаются между значениями $V'_{нд}$ в нормальные дни, выбранные прежним методом, т. е. без исключения данных при инее, и нормальными значениями $V'_н$, выбранными по методу ГГО за период 1960—1969 гг. Полученные незначительные расхождения можно скорее всего объяснить не влиянием инея, а различием в числе выбранных часов. Кроме того, разности средних значений градиента потенциала, полученные сравниваемыми методами, зимой и весной имеют разные знаки,

но трудно допустить, что влияние инея на V' может иметь сезонный характер. Исследование суточных и годовых вариаций градиента потенциала по нормальным дням и нормальным значениям показало, что они имеют совершенно одинаковый характер.

Изменение проводимости λ при наличии инея, вызываемое, вероятно, посторонними факторами, еще менее заметно, чем изменение V' (табл. 1). Следует предположить, что другие гидроме-

Таблица 1

Средние значения V' (В/м), $\lambda \cdot 10^{15}$ [1/(Ом·м)] и n (см⁻³) при инее, дымке, тумане и соответствующие нормальные значения по наблюдениям в Душети

Элемент	Период	Зима	Весна	Лето	Осень	Год
V'_H	1960—1972	123(1021)	70(1021)	—	77(1920)	90
$V'_{\square}$	1960—1972	112(3906)	83(644)	—	79(1315)	91
$V'_{нд}$	1960—1969	110(2379)	72(1066)	—	74(1620)	85
V'_H	1960—1969	114(786)	68(1063)	—	73(1478)	85
λ_H	1966—1972	38(488)	45(750)	—	49(1180)	44
$\lambda_{\square}$	1966—1972	38(2245)	42(330)	—	48(820)	43
V'_H		159(3516)	76(3841)	65(3800)	81(6364)	96
$V'_{=}$		101(572)	75(309)	53(204)	56(287)	71
λ_H		26(1700)	40(2000)	52(2245)	44(3760)	40
$\lambda_{=}$		24(348)	34(194)	43(108)	32(128)	33
n_H		1520(229)	1260(222)	1580(209)	1580(196)	1480
$n_{=}$		940(43)	1180(27)	1300(15)	1480(17)	1250
V'_H		159(3516)	76(3841)	75(4168)	81(6364)	98
V'_{*}		200(435)	157(202)	—	—	178
$V'_{=}$		—34(75)	—37(60)	62(31)	—43(42)	—13
$V'_{=}$		166(200)	165(93)	96(7)	105(88)	133
λ_H		26	40	48	44	40
λ_{*}		18(304)	28(123)	—	—	23
$\lambda_{=}$		18(34)	21(38)	37(32)	38(36)	28
$\lambda_{=}$		18(98)	19(47)	—	29(29)	22

теоры подобного типа (роса, изморозь) также не оказывают влияния на элементы атмосферного электричества. Поэтому при выборе нормальных значений не следует исключать данные для того времени, когда было отмечено наличие инея, росы или изморози.

Для исследования влияния дымки были использованы материалы измерений градиента потенциала $V'_{=}$, проводимости $\lambda_{=}$ и концентрации легких ионов $n_{=}$ при наличии дымки и отсутствии

других метеорологических факторов, заметно влияющих на эти электрические характеристики атмосферы. Полученные средние значения $V_{\equiv}$, $\lambda_{\equiv}$ и $n_{\equiv}$ представлены в табл. 1, где для сравнения даны соответствующие средние нормальные величины V' , λ и n . Заметим, что дымка в Душети наблюдается летом с 19 до 7 ч, а в остальные сезоны — в любое время суток, поэтому нормальные летние значения взяты для указанного интервала времени. При наличии дымки величины V' уменьшаются в среднем на 32%, а λ и n — примерно на 20%.

Туман, как видно из табл. 1, приводит в любое время к повышению значений градиента $V'_{\equiv}$ и уменьшению $\lambda_{\equiv}$ по сравнению с нормальными значениями этих элементов V'_n и λ_n . Суммарные концентрации легких (n) и тяжелых (N) ионов без подразделения по сезонам [1] изменяются так: $n_n = 870 \text{ см}^{-3}$, $n_{\equiv} = 510 \text{ см}^{-3}$ (21), $N_n = 14\,800 \text{ см}^{-3}$, $N_{\equiv} = 36\,500 \text{ см}^{-3}$ (21), в скобках указано число случаев. По средним годовым значениям при туманах градиент потенциала увеличивается на 38%, концентрация тяжелых ионов возрастает примерно в два раза, а проводимость и концентрация легких ионов уменьшаются примерно в два раза. Облачность с осадками, часто встречающаяся при туманах, может как усилить, так и полностью перекрыть влияние самого тумана. При тумане с выпадением снега градиент потенциала $V'_{\equiv}$ возрастает в среднем на 45%, т. е. еще больше, чем при одном тумане без осадков. Туман с дождем совершенно нарушает нормальный ход градиента потенциала, вызывая появление преимущественно отрицательных значений $V'_{\equiv}$ (за исключением лета). Очевидно, влияние дождя и облачности в этом случае преобладает над влиянием тумана. Заметим, что при выборке данных по туманам были исключены случаи, когда имелись грозовые облака, являющиеся наиболее сильно действующими посторонними факторами.

Зависимость градиента потенциала и проводимости воздуха от направления ветра была недавно исследована [2, 3] по данным наблюдений от 3 до 8 пунктов (в том числе по Душети) с осреднением результатов наблюдений по всем дням теплого и холодного времени года, причем было отмечено усиление этой зависимости в условиях холодного периода, способствующих накоплению аэрозолей в нижнем слое атмосферы. Здесь эта зависимость исследуется более детально по сезонам с учетом скорости ветра. Для составления табл. 2, кроме данных наблюдений в Душети, были использованы также результаты регистрации V' в Тбилиси в 1946—1952 гг. Чтобы по мере возможности исключить влияние других метеорологических факторов, в обработку не включались данные за те часы, когда были грозы, осадки или нижняя облачность превышала 4 балла.

Наибольшие значения V' и наименьшие значения λ , наблюдаемые во все сезоны при южных направлениях, обусловлены расположением обсерватории на северо-восточной окраине Душети,

вследствие чего южные ветры приносят воздух, наиболее загрязненный пылью и дымом (особенно зимой и осенью). Разности между максимальными и минимальными значениями V' , наблюдаемыми при различных направлениях ветра, составляют летом около 10%, а зимой — около 40% соответствующих средних значений за сезон. По данным о проводимости этот эффект выражен еще более резко и характеризуется соответствующими величинами порядка 30% летом, 50% осенью и 60% зимой. В Тбилиси благодаря совместному влиянию загрязнений промышленного города и его рельефа наиболее запыленный воздух приносится западным ветром, а закрытость горизонта в этом направлении приводит при небольшой скорости ветра (1—3 м/с) к скоплению и застаиванию

Таблица 2

Средние значения V' (В/м) и $\lambda \cdot 10^{15}$ [1/Ом·м] при различных направлениях и скоростях ветра

Скорость ветра, м/с	Период	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	Среднее	Число часов
V' , Душети											
1—3	Зима	110	101	125	141	152	136	127	102	124	2325
	Весна	58	68	68	82	87	88	85	73	76	1971
	Лето	62	61	63	67	70	70	69	63	63	2556
	Осень	85	78	80	80	88	86	85	82	82	2762
	Год	78	79	84	93	96	94	89	78	89	9614
4—7	Год	—	76	76	83	82	86	92	84	88	726
8—11	Год	—	—	—	—	75	81	97	79	90	183
11	Год	—	—	—	—	—	74	88	79	86	285
λ , Душети											
1—3	Зима	39	42	37	30	22	24	30	38	33	1393
	Весна	41	47	50	38	27	28	43	38	39	1014
	Лето	50	52	50	45	37	37	40	47	45	1379
	Осень	43	48	52	43	31	35	44	50	43	1786
	Год	43	47	47	40	30	31	40	43	40	
4—7	Год	48	50	46	24	30	32	34	40	33	907
8—11	Год	—	—	—	—	—	35	33	32	33	98
11	Год	—	—	—	—	—	32	32	28	32	127
V' , Тбилиси											
0										126	423
1—3	Год	90	112	96	117	115	91	131	86	98	1416
4—7	Год	22	44	—	81	—	—	—179	53	4	627
8—11	Год	—72	—	—	—	—	—	—	—119	—104	171
11	Год	—326	—	—	—	—	—	—	—210	—232	73

дыма и пыли. Все это вызывает значительное увеличение V' при слабом западном ветре (табл. 2).

По данным наблюдений в Душети значения V' и λ почти не зависят от скорости ветра, лишь при штиле V' в среднем годовом повышается приблизительно на 10%, а при слабом ветре (≤ 3 м/с) проводимость увеличивается примерно на 20%. В Тбилиси увеличение скорости ветра вызывает резкое уменьшение значений V' , которые даже в среднем становятся отрицательными при ветре более 8 м/с, что вызвано, по-видимому, переносом отрицательно заряженной пыли в атмосферу.

Исследование влияния облачности показало, что перистые облака до 10 баллов и облака среднего яруса до 4 баллов не оказывают заметного влияния на электрические характеристики.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Калаиджева Л. Л. Ионизированное состояние атмосферы в Душети.— Труды ЗакНИГМИ, 1973, вып. 47(53), с. 70—77.
2. Семенов К. А. Влияние локальных условий на элементы атмосферного электричества.— Труды ГГО, 1974, вып. 323, с. 109—118.
3. Семенов К. А. Связь элементов атмосферного электричества с загрязнением воздуха.— Труды I Всесоюзного симпозиума по атмосферному электричеству. Л., Гидрометеониздат, 1976, с. 75—79.

А. М. Марковкин, К. А. Семенов

ОБ ОЦЕНКЕ ПОГОДНЫХ УСЛОВИЙ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗМЕРЕНИЯ НАПРЯЖЕННОСТИ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ

Признаки, по которым выбираются так называемые нормальные значения напряженности поля E или обычно измеряемого градиента потенциала V' , связаны главным образом с погодными условиями, но к ним добавляется еще требование о допускаемых величинах E (или V'), которые должны лежать в пределах $0 \leq V' \leq 500$ В/м [3]. Последнее требование является явно чужеродным по отношению к другим признакам, и при анализе данных наблюдений на отдельных станциях по месяцам было установлено, что статистическое распределение ежечасных значений V' при любой погоде описывается либо просто нормальным, либо комбинацией двух нормальных распределений, причем отбрасывание отрицательных значений V' приводит приблизительно к такому же повышению средних значений $\bar{V}'_+$, которое отмечается при переходе от средних величин $\bar{V}'$ при любой погоде к средним величинам $\bar{V}'_n$ по нормальным значениям [2]. Однако в [2] не рассматривалось распределение самих нормальных значений V'_n , представляющее самостоятельный интерес.

Для характеристики статистического распределения значений V'_n были использованы данные регистрации V' в Воейково в течение 1969, 1970, 1971 и 1973 гг. В результате проведенной обработки оказалось, что распределение значений V'_n подчиняется нормальному закону с параметрами, величины которых зависят от сезона. По этим данным зимой (декабрь, январь и февраль) среднее значение $\bar{V}'_n = 240$ В/м, стандартное отклонение $\sigma = 80$ В/м, летом (июнь, июль, август) $\bar{V}'_n = 133$ В/м, $\sigma = 50$ В/м. Отсюда по правилу трех сигм получаются следующие граничные значения V'_n : для лета — $17 \leq V'_n \leq 283$ В/м и для зимы $0 \leq V'_n \leq 480$ В/м, так что указанное выше требование $0 \leq V'_n \leq 500$ В/м практически является излишним. Но тогда возникает вопрос о возможности обнаружения принятых нормальных условий пого-

ды только по величине V' при использовании для этого единственного признака $(\bar{V}'_n - 3\sigma) \leq V' \leq (\bar{V}'_n + 3\sigma)$.

Проверка оправдываемости этого признака в зимнее и летнее время была сделана по данным за январь и июль 1973 г. Так как в январе 1973 г. максимальное часовое значение $V' = 490$ В/м встретилось один раз, отбраковка шла практически по отрицательным величинам V' . Таким способом с большей или меньшей вероятностью P исключались часы, когда выпадали осадки — мокрый снег ($P \sim 1$), снежные зерна ($P \sim 0,7$), снег ($P \sim 0,6$), морось ($P \sim 0,9$), когда имелась нижняя облачность ($P \sim 0,6$), но совершенно не выделялось наличие дымки или тумана ($P \sim 0$). По данным для июля 1973 г. (при значительно более узком интервале нормальных значений V') получились аналогичные оценки вероятности обнаружения возмущающих факторов — дождя ($P \sim 1$), ливневого дождя ($P \sim 0,7$), грозы ($P \sim 1$), нижней облачности ($P \sim 0,6$), тумана или дымки ($P \sim 0$). Следует отметить, что при таком способе выделения ненормальных условий нельзя указать конкретный возмущающий фактор, им может быть, например, дождь, гроза или даже только наличие нижней облачности (хотя и с меньшей, но все же значительной вероятностью). Июль 1973 г. отличался вообще хорошей погодой, количество нормальных часов, выбранных по метеорологическим признакам, составляло 41% общего числа часов, а в случае рассмотренной здесь выборки по допустимому интервалу значений V' к невозмущенным относилось подавляющее число часов (около 97%).

Для оценки возможности более определенного обнаружения наличия возмущающих факторов по данным о величине V' была сделана попытка уменьшить интервал допустимых значений V' , исходя из сглаженных средних месячных величин $\bar{V}'$ (для января 234 В/м, для июля 160 В/м) и стандартного отклонения $\sigma = 15$ В/м, характеризующего погрешность измерений. При таком допущении значения $\bar{V}' \pm 3\sigma$ приводят к интервалам $189 \leq V' \leq 279$ В/м (для зимы) и $115 \leq V' \leq 205$ В/м (для лета). По данным для января и июля 1973 г. вероятность исключения часов с основными возмущающими факторами (осадки, гроза, низкая облачность, туман) достигает значений порядка 0,9—1. В январе при наличии данных регистрации V' за 734 ч по принятым метеорологическим критериям получаются нормальные значения для 51 ч, а по допускаемым здесь значениям V' к нормальным относятся 212 ч. В последнее число входят 55 ч, отбракованных из-за наличия инея, 86 ч — по общей облачности, 30 ч — по наличию дымки, 11 ч — по осадкам, а также 30 нормальных часов. Таким образом, отбраковка часов, выбранных по V' , была вызвана в основном исключением данных при наличии инея и облачности (всего за 141 ч из 182 отброшенных часов, что составляет 77%). Следовательно, на совершенно другом материале и другим методом подтверждается вывод статьи [1] о том, что наличие инея (и, по аналогии, росы и изморози), а также верхней облачности не оказывает существенного влияния на измеряемые величины V' .

Поэтому есть все основания вернуться к старой методике, исключив в условиях выбора нормальных значений V' требование об отсутствии инея, росы или изморози.

При сильном ограничении интервала выбираемых значений V' , сделанных с таким расчетом, чтобы выход V' за эти границы указывал с большой вероятностью на наличие возмущающих метеорологических факторов, начинают отбрасываться также часы с хорошей метеорологической обстановкой. В январе 1973 г. принятым нормальным метеорологическим условиям [3] удовлетворял 51 ч, но только несколько более половины из них (30 ч) определялись как нормальные в соответствии с интервалом значений V' , предложенным для невозмущенных условий. В июле 1973 г. выборка нормальных часов по метеоданным и по значениям V' дала в сумме практически совпадающие результаты (соответственно 296 и 297 ч), но выбранные часы в 60% случаев не совпадали, так как 178 ч с отсутствием возмущающих метеорологических факторов были отброшены по величине V' . Проведенное сопоставление выборок нормальных значений по метеорологическим условиям и по некоторым допускаемым интервалам значений V' показывает, что согласовать такие разнородные критерии не удается.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Двали Е. Р., Калаиджева Л. Л. Зависимость электрических характеристик от некоторых атмосферных явлений.— См. наст. сборник.
2. Махоткина Е. Л. Нормальные дни в свете статистических закономерностей.— Труды ГГО, 1974, вып. 301, с. 60—69.
3. Семенов К. А. Влияние локальных условий на элементы атмосферного электричества.— Труды ГГО, 1974, вып. 323, с. 109—118.

В. П. Колоколов, А. М. Скоробогатова, М. М. Харлова

КОНЦЕНТРАЦИЯ ЛЕГКИХ АЭРОИОНОВ В КУРОРТНОЙ ЗОНЕ ЛЕНИНГРАДА

Сведения об атмосферных ионах представляют большой интерес не только для изучения электрических явлений в атмосфере — электрического поля, электропроводности, но и для выяснения влияния ионизации воздуха на биологические объекты, в первую очередь на человека, для оценки чистоты воздуха в городах и промышленных районах, в зонах курортов и санаториев. В подробных сведениях об ионосодержании атмосферного воздуха нуждаются и медицина, и различные науки, такие, как атмосферное электричество, биометеорология, курортология и др.

Несмотря на то что к настоящему времени имеется большое число измерений ионосодержания, выполненных в различных пунктах и в различное время (см., например, [1]), тем не менее многие особенности ионообразования и ионосодержания, а также их пространственного и временного изменения остаются неясными, к тому же методика исследований ионосодержания во многих случаях нуждается в уточнении.

С целью изучения вариаций легких ионов в курортной зоне Карельского перешейка, а именно в Сестрорецке (санаторий «Сестрорецкий курорт»), в Репино (кардиологический санаторий «Репино»), в Зеленогорске (санаторий «Северная Ривьера»), Ленинградским территориальным курортным управлением, кафедрой нормальной физиологии Ленинградского санитарно-гигиенического медицинского института и отделом атмосферного электричества Главной геофизической обсерватории были проведены измерения легких ионов в течение 1975—1976 гг. Эти измерения проводились счетчиками легких ионов системы П. Н. Тверского. Как известно, эти счетчики предназначены для определения числа легких ионов с предельной подвижностью, равной $0,63 \text{ см}^2/(\text{В} \cdot \text{с})$.

На территории каждого из перечисленных санаториев выбирались характерные площадки (лес, поляна, берег залива и т. д.), где и проводились измерения, причем только в хорошую погоду, под которой понималось отсутствие дождя, снега, метели, сильного тумана. Как правило, цикл измерений составлял одни сутки, а в течение месяца таких циклов было один или два. За сутки де-

лалось 6—7 замеров на каждой из выбранных площадок. Результаты измерений приведены в табл. 1.

Из таблицы следует, что ионная концентрация в различных санаториях отличается довольно существенно. Так, если в Зеленогорске она составляет 440/380, то в Сестрорецке 360/320, в Репино 270/200 (числитель — положительные легкие аэроионы, знаменатель — отрицательные). Таким образом, уровень концентрации ионов в санатории «Репино» наиболее низкий.

Что касается коэффициента униполярности, то он наибольших значений достигает в санатории «Репино» — 1,35, в санатории «Северная Ривьера» равен 1,2 и в «Сестрорецком курорте» — 1,1. На территории каждого из этих санаториев коэффициент униполярности также сильно меняется в зависимости от выбора места измерений. Представляется интересным отметить, что во всех случаях максимальных значений он достигает на площадке, выбранной у залива, а наименьших — в лесу.

Таблица 1

Концентрация легких аэроионов n_+ , n_- , коэффициент униполярности q и число наблюдений m

Место наблюдений замеров	n_+	n_-	q	m
Санаторий „Репино“				
Главное здание	270	230	1,2	65
Залив	288	140	2,0	63
Второй спальный корпус (в беседке)	260	220	1,2	56
За дорогой на поляне (300 м от залива)	250	170	1,5	55
В лесу у ручья (300 м от залива)	320	270	1,2	26
За дорогой у возвышенности (350 м от залива)	250	200	1,3	11
Среднее	270	200	1,35	
Санаторий „Сестрорецкий курорт“				
Административный корпус	360	340	1,1	65
Спальный корпус	320	280	1,1	68
Речка в лесу	370	370	1,0	45
Солярий	280	280	1,0	60
Залив	470	340	1,4	65
Грязелечебница	460	370	1,2	9
Среднее	360	320	1,1	
Санаторий „Северная Ривьера“ (Зеленогорск)				
Корпус № 1	510	430	1,2	29
Лес	360	350	1,0	29
Залив	460	360	1,3	29
Среднее	440	380	1,2	

Таблица 2
Годовой ход концентрации легких ионов в санатории „Сестрорецкий курорт“ за 1975—1976 гг.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Холодный период года (XI—IV)	Теплый период года (V—X)
n_+	230		130		640	240	390		300	440			180	490
n_-	190		140		540	200	310		280	370			160	340
q	1,17		0,92		1,19	1,17	1,27		1,08	1,18			1,1	1,2
Число, случаев	25		38		69	34	35		32	35			43	205

Таблица 3
Годовой ход концентрации легких ионов в санатории „Репино“ за 1975—1976 гг.

	I	II	III	VI	V	IV	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Холодный период года (XI—IV)	Теплый период года (V—X)
n_+	170			160		310		580	280		250		180	390
n_-	100			130		220		410	250		210		180	290
q	1,63			1,26		1,41		1,39	1,11		1,16		1,3	1,3
Число, случаев	21			53		29		33	39		30		104	101

Наблюдается также определенная зависимость распределения плотности аэроионов от топографии. Так, например, в «Сестрорецком курорте» наибольших значений она достигает у залива (порядка 120—150% средних значений), наименьших — в солярии (порядка 40—80%). В санатории «Репино» наиболее высокая концентрация аэроионов наблюдается в лесу. Следует отметить, что данные наблюдений за легкими аэроионами, полученные Н. С. Темниковой [2] на Рижском взморье при помощи счетчиков легких ионов системы П. Н. Тверского, близки тем, которые получены нами в вышеуказанных курортах. Действительно, концентрация легких ионов, измеренная летом в Болдури, составляет в среднем на пляже $n_+ \sim 260$, $n_- \sim 170$, в дюнах $n_+ \sim 350$, $n_- \sim 300$ и в лесу $n_+ \sim 480$, $n_- \sim 410$.

Так же как и в нашем случае, в различных пунктах санатория числа, характеризующие концентрацию легких аэроионов, могут значительно отличаться, но в среднем они близки к тем, которые были получены нами ($n_+ \sim 360$, $n_- \sim 300$, $q \sim 1,2$). В нашем случае для Сестрорецка мы имеем $n_+ \sim 360$, $n_- \sim 320$, $q \sim 1,1$.

С другой стороны, по данным, которые приводит А. А. Минх [1] со ссылкой на Богоявленского, число легких аэроионов, зарегистрированных в Сестрорецке, намного превосходит полученное нами. Очевидно, это различие объясняется тем, что применялись счетчики аэроионов разных систем. В табл. 2—3 приводятся данные о концентрации легких аэроионов в различные месяцы года в «Сестрорецком курорте» и в «Репино». Как следует из рассмотрения таблиц, в холодный период года (к нему отнесены ноябрь—апрель), концентрация аэроионов в два с лишним раза меньше, чем в теплый период (с мая по октябрь). Коэффициент униполярности в зависимости от времени года практически не меняется. Представляется интересным отметить, что в холодный период года число аэроионов в «Сестрорецком курорте» и «Репино» практически одинаково, в то время как в холодный период года число ионов в «Сестрорецком курорте» несколько выше.

В заключение следует отметить, что выводы, сделанные нами на основании эпизодических наблюдений за легкими аэроионами в курортной зоне Ленинграда, носят предварительный характер.

В настоящее время наблюдения продолжаются. Это позволит, как мы надеемся, в дальнейшем на основании длительных измерений сделать более четкие выводы на обширном и статистически обеспеченном материале относительно концентрации аэроионов и их пространственных и временных изменений в курортной зоне Ленинграда.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Минх А. А. Ионизация воздуха и ее гигиеническое значение.— М.: Медгиз, 1958.— 186 с.
2. Темникова Н. С. Аэроионы на Рижском взморье.— Л.: Гидрометеоздат, 1968.— 52 с.

К. А. Семенов

НАБЛЮДЕНИЯ ЗА КОНЦЕНТРАЦИЕЙ ЛЕГКИХ ИОНОВ И ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТЬЮ ВОЗДУХА

Несмотря на давнюю историю измерений ионов, на имеющийся и используемый на практике многочисленный материал наблюдений [6], на наличие теоретических исследований [11], вопросы научно обоснованной методики наблюдений, централизованной разработки и промышленного изготовления счетчиков ионов и их метрологического обеспечения остаются до сих пор нерешенными. В настоящее время наблюдения за ионами производятся счетчиками разных конструкций, сравнения которых носят эпизодический характер. Сравнение счетчиков ионов Тартуского и Ленинградского университетов [3], а также результаты измерений, проведенных с их помощью в примерно одинаковых условиях [12], показывают, что концентрация легких ионов, измеренная счетчиком Тартуского университета примерно в два раза выше концентрации, измеренной счетчиком Ленинградского университета. Факторы, вызывающие такое расхождение, пока не выяснены, поэтому сравнимость измерений, сделанных даже одним и тем же счетчиком в различных окружающих условиях, не может считаться достаточно обеспеченной. Такое ограничение затрудняет интерпретацию результатов измерений, заставляя считать их имеющими предварительный характер.

Счетчик легких ионов Ленинградского университета (называемый также ионометром или счетчиком П. Н. Тверского [12]) использовался в 1972—1974 гг. для измерений в Воейково, проведенных как внутри помещений, так и на открытом воздухе. Режим работы счетчика путем регулировки напряжения на конденсаторе подбирался таким, чтобы улавливались ионы с подвижностью более $0,6 \text{ см}^2/(\text{В} \cdot \text{с})$. Точность измерений с помощью этого счетчика по паспортным данным оценивается порядка 5%, но в действительности ошибки могут значительно превышать эту величину.

Наиболее высокая концентрация положительных (n_+) и отрицательных (n_-) ионов была измерена счетчиком в помещении павильона атмосферного электричества, причем отмечались коле-

бания средних значений n_+ и n_- как в течение года, так и от года к году (табл. 1, где t — общее число измерений по месяцам). Наибольшие средние месячные значения n приходились на август или сентябрь, а наименьшие встречались преимущественно зимой (в декабре — январе), но иногда и летом (в июне и августе). В эти годы имелась также тенденция к уменьшению средних значений $n \cdot 10^{-3}$, которые в 1972 г. (с июня по декабрь), в 1973 г. (в целом) и в 1974 г. (с января по август) имели соответственно следующие величины: для положительных ионов — 0,8; 0,8; 0,5 и для отрицательных ионов — 0,6; 0,5; 0,3. Такая же тенденция получилась и при осреднении за полные годовые периоды (с июня по май) — в 1972—1973 гг. $n_+ \cdot 10^{-3} = 0,8$, $n_- \cdot 10^{-3} = 0,6$, а в 1973—1974 гг. $n_+ \cdot 10^{-3} = 0,6$, $n_- \cdot 10^{-3} = 0,4$.

В комнатах других помещений (отдела атмосферного электричества, канцелярии, деревянного жилого дома) по данным нескольких серий эпизодических измерений, сделанных в летнее время, получились одинаковые округленные средние значения $n_+ \cdot 10^{-3} = 0,4$, $n_- \cdot 10^{-3} = 0,3$, которые, однако, значительно меньше значений, полученных в павильоне атмосферного электричества.

Еще меньшая концентрация ионов была отмечена летом на открытом воздухе (в лесу и на лугу), где в среднем по данным около 100 измерений $n_+ \cdot 10^{-3} = 0,3$, $n_- \cdot 10^{-3} = 0,2$. При осреднении этих сравнительно немногочисленных данных по отдельным годам (1972, 1973, 1974) в большинстве случаев получаются только небольшие отклонения от общих средних значений. Концентрация отрицательных ионов в лесу систематически немного больше концентрации на лугу, а концентрации положительных ионов примерно одинаковы в обоих местах. Такие соотношения лишь частично согласуются с выводами, полученными по данным измерений в других районах [5].

С концентрацией легких ионов тесно связана другая характеристика — электрическая проводимость воздуха λ , систематически регистрируемая в Воейково с помощью стационарной установки Аллика [1], а в нескольких других обсерваториях — с помощью прибора ГГО [8]. Центры заборных отверстий аспирационных конденсаторов установки Аллика расположены в Воейково на высоте 2,7 м от поверхности земли, причем сетки входных раструбов помещены в нише окна и углублены на 10 см по отношению к наружной поверхности стены.

В 1975 г. параллельно с регистрацией проводимости стационарной установкой Аллика производились серии измерений с помощью прибора ГГО, устанавливаемого в разных местах. Продолжительность каждой серии измерений по прибору ГГО составляла от нескольких десятков до 235 ч. В четырех сериях прибор ГГО устанавливался на небольших расстояниях l от стены здания, где работает установка Аллика, и в этих условиях (при $l \ll H$, где H — высота здания) отношения показаний сравниваемых приборов давали совпадающие значения для обеих полярных проводимостей, т. е. электродный эффект при заборе наружного воздуха

Таблица 1

Концентрация легких ионов в помещении павильона атмосферного электричества
(в тысячах ионов на см³)

Год	Параметр	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1972	n_+	—	—	—	—	—	0,7	0,6	0,6	1,0	0,9	1,0	0,7
	n_-	—	—	—	—	—	0,7	0,5	0,4	0,8	0,7	0,6	0,4
1973	n_+	0,5	1,0	0,8	0,6	0,7	0,4	0,7	1,2	1,0	0,8	0,6	0,5
	n_-	0,3	0,7	0,6	0,5	0,5	0,3	0,5	0,8	0,6	0,5	0,3	0,2
1974	n_+	0,4	0,5	0,5	0,4	0,6	0,4	0,4	0,6	—	—	—	—
	n_-	0,2	0,3	0,3	0,2	0,4	0,3	0,3	0,4	—	—	—	—
Среднее	n_+	0,4	0,8	0,7	0,5	0,7	0,5	0,6	0,8	1,0	0,8	0,8	0,6
	n_-	0,2	0,5	0,4	0,4	0,5	0,4	0,5	0,5	0,7	0,6	0,5	0,3
t		139	124	126	142	129	49	99	187	75	193	103	103

не проявлялся. По данным об отношении показаний приборов (λ_2/λ_1) , где λ_1 — проводимость, измеренная установкой Аллика, λ_2 — проводимость по прибору ГГО, устанавливавшемуся на четырех высотах h над поверхностью земли (4,7; 1,56; 1,1 и 0,6 м), можно получить для приземного слоя относительную оценку зависимости $\lambda(h)$ от h , аппроксимируемую следующей эмпирической формулой:

$$\frac{\lambda(h)}{\lambda(2,7)} = a \left(0,3 + \frac{1,5h}{2,5 + h} \right), \quad (1)$$

где h выражено в метрах, а корректировочный коэффициент $a \sim 1$ вводится для учета возможных погрешностей определения перемножителей приборов, которые могут достигать нескольких процентов. В данном случае было получено $a = 0,93$.

При установке прибора ГГО на открытом месте ($l \approx 2H$) появились существенные расхождения между отношениями показаний приборов для положительной (0,78) и отрицательной (0,54) проводимости, что объясняется, вероятно, влиянием электродного эффекта.

Три серии измерений были сделаны при установке прибора ГГО в помещении с забором внутреннего воздуха, тогда как установка Аллика регистрировала, как всегда, проводимость наружного воздуха. В этих условиях отношение (λ_2/λ_1) было систематически больше единицы, причем $(\lambda_{2+}/\lambda_{1+}) \approx (\lambda_{2-}/\lambda_{1-})$. Особенно большое значение $(\lambda_2/\lambda_1) \approx 6$ было получено в комнате павильона атмосферного электричества, в соседней комнате $(\lambda_2/\lambda_1) \approx 4$, а на чердаке это отношение снизилось до 1,6. Как было указано выше, внутри помещений, по данным измерений с помощью счетчика П. Н. Тверского, также отмечалась повышенная концентрация легких ионов.

В настоящее время даже качественно удастся объяснить только те изменения рассматриваемых соотношений, которые связаны с влиянием аэрозольных загрязнений воздуха, вызывающих уменьшение концентрации легких ионов и проводимости [4, 9, 10], а на открытом месте сопровождающихся увеличением градиента потенциала V' . Это достаточно четко обнаруживается не только по осредненным данным [9, 10], но и по отдельным непосредственно измеренным величинам. В качестве примера на рис. 1 приведены графики суточного хода λ и V' для трех летних дней августа 1969 г. с примерно одинаковой хорошей погодой и нормальным суточным ходом конвекции (характеризуемой разностью температур почвы и воздуха) и коэффициента турбулентности. В эти дни преобладала безоблачная или малооблачная погода со слабым ветром (2—5 м/с). Однако можно сразу же заметить значительное расхождение кривых λ и V' за 12 августа по сравнению с двумя другими днями. Это вполне определенно объясняется тем, что 8 и 15 августа наблюдались северо-восточные ветры, приносящие наиболее чистый воздух, а 12 августа — западный ветер, дующий со стороны большого города и приносящий загряз-

нения, вызвавшие уменьшение λ и рост V' . Подобно этому и внутри помещений в более чистых комнатах при меньшем числе посетителей и отсутствии курящих сотрудников отмечается несколько более высокая концентрация легких ионов.

Но для уверенного объяснения повышенной концентрации легких ионов и повышенных значений проводимости внутри помещений по сравнению с наружным воздухом (причем в весьма различных размерах), а также годового хода концентрации легких ионов (табл. 1) пока не хватает экспериментальных данных. Можно лишь предположить, что это связано с естественной радиоактивностью строительных материалов [2, 7], но повышение кон-

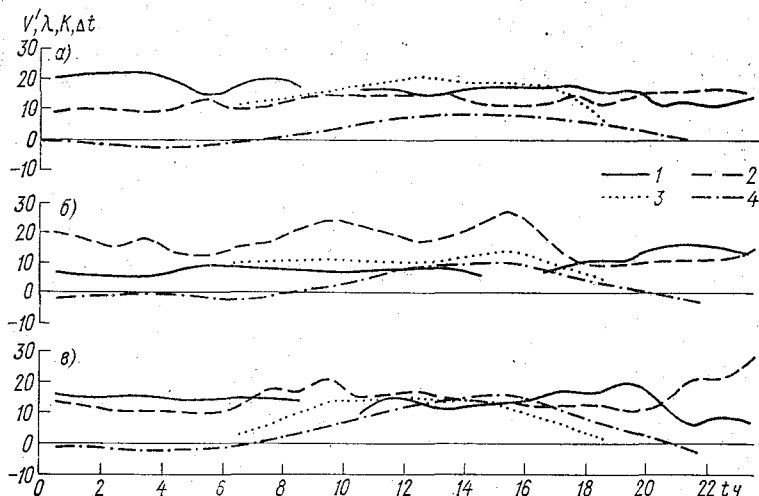


Рис. 1. Суточный ход элементов.

а — 8 августа, б — 12 августа, в — 15 августа 1969 г.

1 — электропроводность воздуха $\lambda \cdot 10^{-15}$ 1/(Ом·м), 2 — градиент потенциала электрического поля $V' \cdot 10^1$ В/м, 3 — коэффициент турбулентности воздуха $K \cdot 10^{-1}$ м/с, 4 — разность температур поверхности почвы и воздуха $\Delta t^\circ\text{C}$.

центрации легких ионов около стены комнаты по сравнению с ее центром на 30—60%, замеченное при проведении измерений с помощью счетчика П. Н. Тверского, требуется еще интерпретировать более определенно. Во всяком случае, чтобы выяснить ряд оставшихся неясных вопросов, необходимо поставить измерения других элементов, к которым относится прежде всего интенсивность ионообразования. Такие измерения будут полезны и для исследования погрешностей применяемой методики измерений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аллик Р. А. Об одной установке для регистрации электропроводности воздуха. — Труды ГГО, 1939, вып. 30, с. 80—85.

2. Белоусова И. М., Штуккенберг Ю. М. Естественная радиоактивность.— М.: Медгиз, 1961.— 219 с.

3. Колоколов В. П., Скоробогатова А. М. и др. Ионный режим и его физиолого-гигиеническое значение в естественных и производственных условиях.— Материалы Всесоюзного научно-технического симпозиума по физико-математическим и биологическим проблемам действия электромагнитных полей и ионизации воздуха. Ялта, 1975, с. 7—16.

4. Маркчев Н. Т., Семенов К. А. Влияние электризации аэрозолями и гидрометеорами электродов измерительной аппаратуры при измерении ионов и электрической проводимости воздуха.— Труды I Всесоюзного симпозиума по атмосферному электричеству. Л., Гидрометеиздат, 1976, с. 156—160.

5. Махоткии Л. Г., Семенов К. А. Влияние леса на концентрацию ионов.— Труды ГГО, 1970, вып. 253, с. 85—88.

6. Минх А. А. Ионизация воздуха и ее гигиеническое значение.— М.: Медиз, 1958.— 187 с.

7. Перцов Л. А. Ионизирующее излучение биосферы.— М.: Атомиздат, 1973.— 288 с.

8. Прибор для измерения электрической проводимости воздуха у поверхности Земли/И. М. Имянитов, С. И. Зачек, Б. К. Иньков, К. А. Семенов.— Труды ГГО, 1960, вып. 110, с. 53—66.

9. Семенов К. А. Влияние локальных условий на элементы атмосферного электричества.— Труды ГГО, 1974, вып. 323, с. 109—118.

10. Семенов К. А. Связь элементов атмосферного электричества с загрязнением воздуха.— Труды I Всесоюзного симпозиума по атмосферному электричеству. Л., Гидрометеиздат, 1976, с. 75—79.

11. Таммет Х. Ф. Аспирационный метод измерения спектра аэроионов.— Гарту, 1976.— 234 с.

12. Темникова Н. С. Аэроионы на Рижском взморье.— Л.: Гидрометеиздат, 1968.— 52 с.

Я. М. Шварц

ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТЬ ВОЗДУХА И АЭРОЗОЛЬ

Введение

Неоднократно высказывались соображения о том, что электропроводность воздуха является индикатором содержания аэрозоля в воздухе. В связи с этим рекомендуется производить эпизодические измерения электропроводности воздуха на океанах и продолжать измерения электропроводности воздуха (а также градиента потенциала электрического поля атмосферы и др.) на существующей сети пунктов наблюдений за электрическими характеристиками атмосферы [2]. Представляет интерес проследить связь между средними значениями электропроводности воздуха в приземном слое, вычисленными по данным наблюдений, и средними значениями электропроводности воздуха, рассчитанными по ионизационно-рекомбинационному уравнению с учетом средних значений концентрации ядер Айткена в приземном слое, полученных по данным наблюдений.

Ниже представлены результаты такой работы, выполненной на ограниченном материале.

Исходные данные

В монографии [8] приведены обобщенные результаты измерений концентрации ядер Айткена в приземном слое атмосферы, типизированные по особенностям мест наблюдений, а также модели распределения ядер по размерам, в том числе и континентальная модель. В нашем распоряжении имеются результаты измерений электропроводности воздуха в Советском Союзе за последние 15—20 лет. Одни измерения производились в небольших населенных пунктах поблизости от крупных городов, другие — на окраинах небольших или развивающихся городов. Семенов [6] распределил данные измерений по направлениям ветра, разделив последние на «чистые» и «грязные», поскольку географическое рас-

пределение источников загрязнений было известно. Средние значения полярной электропроводности $\lambda_p \cdot 10^{15}$ 1/(Ом·м) воздуха, определенные таким способом для теплого периода, представлены в табл. 1.

Пункты 1—4 расположены на равнинной местности на небольшой высоте над уровнем моря, а пункт 5 — в горной местности на высоте 800 м над ур. м. Можно предположить, что средние условия измерений при «чистых» направлениях ветра на равнинных станциях, т. е. при устранении влияния антропогенных выбросов, близки по содержанию аэрозолей к средним континентальным

Таблица 1

№ п/п	Пункт наблюдений	Направления ветра	
		«чистые»	«грязные»
1	Воейково	12	9,5
2	Верхнее Дуброво	13	10,5
3	Южно-Сахалинск	11	8
4	Одесса	10,5	8,5
5	Душети	24,5	18
	Среднее для пунктов 1—4 . .	11,6	9,1

условиям; в то же время условия на станции Душети, расположенной в обширной горной местности, близки к горным условиям. В этом случае в качестве среднего значения концентрации ядер Айткена для континентальных условий можно принять $15 \cdot 10^9$ м⁻³, а для горных условий (для области высот 500—1000 м) — $6 \cdot 10^9$ м⁻³. Эти величины приведены в [8].

Иначе говоря, имеет смысл сопоставить средние значения электропроводности воздуха, представленные в левом столбце табл. 1, с результатами расчета электропроводности воздуха при использовании в качестве исходных данных указанные значения концентрации ядер.

Теория

Для расчета полярной электропроводности воздуха λ_p воспользуемся ионизационно-рекомбинационным уравнением для легких ионов, составленным при условии пренебрежения переносом ионов. Это уравнение имеет вид

$$\frac{dn_p}{dt} = q - \alpha n_p^2 - n_p \left[\sum_R \beta_p(R) Z_p(R) + \sum_R \beta_0(R) Z_0(R) \right], \quad (1)$$

где q — интенсивность ионизации; α — коэффициент рекомбинации

легких ионов (в расчетах принято $\alpha = 1,6 \cdot 10^{-12}$ м³/с); $Z_p(R)$ — концентрация заряженных аэрозольных частиц, имеющих радиус R [принято, что $Z_+(R) = Z_-(R)$]; $Z_0(R)$ — концентрация незаряженных аэрозольных частиц; $\beta_p(R)$ и $\beta_0(R)$ — коэффициенты присоединения легких ионов к заряженным и нейтральным частицам. Принято также, что $n_+ = n_- = n_p$ — концентрация легких ионов.

Уравнение (1) можно привести к виду

$$\frac{dn_p}{dt} = q - \alpha n_p^2 - n_p \sum_R Z(R) \left\{ \beta_0(R) + \frac{1}{P(R)} \left[\frac{\beta_p(R)}{2} - \beta_0(R) \right] \right\}, \quad (2)$$

где

$$Z(R) = 2Z_p(R) + Z_0(R), \\ P(R) = Z(R)/2Z_p(R).$$

Для стационарных условий уравнение (2) преобразуется в уравнение (3):

$$\alpha n_p^2 + \sum_R \beta(R) Z(R) n_p - q = 0, \quad (3)$$

где

$$\beta(R) = \left\{ \beta_0(R) + \frac{1}{P(R)} \left[\frac{\beta_p(R)}{2} - \beta_0(R) \right] \right\}.$$

Решение этого уравнения дается формулой [4]:

$$n_p = \frac{2q}{\sum_R \beta(R) Z(R)} \left\{ \frac{1}{1 + \sqrt{1 + \frac{4\alpha q}{\left[\sum_R \beta(R) Z(R) \right]^2}}} \right\}, \quad (4)$$

$$\lambda_p = n_p \bar{k} e, \quad (5)$$

где $\bar{k}$ — средняя подвижность легких ионов; e — заряд электрона.

По равенствам (4) и (5) были вычислены λ_p с учетом упомянутых выше значений $\sum Z$ и континентальной модели распределения ядер по размерам [8].

Для подсчета $\sum_R \beta(R) Z(R)$ распределение разделено на четыре интервала, центрированные по $R = 10^{-8}$, $3 \cdot 10^{-8}$, 10^{-7} и 10^{-6} м. Значения $\beta_0(R)$ вычислены по формулам Лассена, а $\beta_p(R)$ — по формулам Уиппла — Юнге, приведенным в [1, 8]. Многозарядные тяжелые ионы не учитывались, что справедливо [1]. Функция $P(R)$ заимствована у Юнге [8]. Величина q принята равной 10^7 пар ионов/м³, что, по-видимому, в среднем справедливо для теплого сезона. Величина $\bar{k}$ принята равной $1,45 \cdot 10^{-4}$ м²/(В·с) согласно [7]. Вычисленные значения $\beta(R)$ представлены в табл. 2.

Т а б л и ц а 2

R м.	10^{-8}	$3 \cdot 10^{-8}$	10^{-7}	10^{-6}
$\beta \cdot 10^{14}$ м ³ /с.	25	90	250	5000

Результаты и обсуждение

В результате расчета для равнинных станций было получено значение $\lambda_p = 11 \cdot 10^{-15} \text{ 1/(Ом} \cdot \text{м)}$ для континентальных условий и $\lambda_p = 23 \cdot 10^{-15} \text{ 1/(Ом} \cdot \text{м)}$ для горной местности. Как показывает сопоставление результатов расчета с экспериментальными данными, сходимость высокая. Это свидетельствует о достоверности звеньев принятой цепочки расчетов, поскольку они независимы, и о возможности использования результатов измерений электропроводности воздуха для выбора мест расположения фоновых станций в качестве критериев контроля правильности выбора таких станций и отбора не возмущенных выбросами периодов наблюдений на таких станциях. Критерии могут быть сформулированы следующим образом:

$$\bar{\lambda}_{p\varphi} \geq \lambda_{p0}, \quad (6)$$

$$\bar{\lambda}_{p\varphi} \geq \lambda_{p0}. \quad (7)$$

В этих неравенствах λ_{p0} — фоновое предельное значение параметра, определенное из теоретических и экспериментальных соображений, $\bar{\lambda}_{p\varphi}$ — среднее за период T измеренное значение параметра, $\bar{\lambda}_{p\varphi}$ — среднее за период T измеренное значение параметра на испытываемой станции для каждого румба направления ветра. Условие (6) не требует пояснений, условие (7) означает отсутствие влияния локальных источников выбросов аэрозольных частиц.

В качестве значения λ_{p0} для физико-географической влажной зоны Советского Союза [2], в которой в основном расположены пункты наблюдений за элементами атмосферного электричества, можно предложить полученное значение $11 \cdot 10^{-15} \text{ 1/(Ом} \cdot \text{м)}$.

Желательно продолжить работу по использованию результатов измерений электропроводности воздуха в качестве индикаторов содержания аэрозолей и упомянутых критериев. Подлежит определению оптимальное значение периода T ; может быть, при решении задачи о критериях следует ограничить используемую информацию по электропроводности воздуха результатами измерений в определенные часы, как это советует Прюллер [5].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Брикар Дж. Влияние радиоактивности загрязнений на элементы атмосферного электричества. — В кн.: Проблемы электричества атмосферы. Под ред. Я. М. Шварца. — Л.: Гидрометеиздат, 1969.
2. Будыко М. И. Климат и жизнь. — Л.: Гидрометеиздат, 1971. — 470 с.
3. Будыко М. И. (ред.). Непреднамеренные воздействия на климат. Пер. с англ. — Л.: Гидрометеиздат, 1974. — 260 с.
4. Махоткин Л. Г. Электрические факторы чистоты воздуха. — Труды ГГО, 1963, вып. 146, с. 48—52.

5. Прюллер П. К. Исследование спектра атмосферных ионов, гигиеническое и биометеорологическое значение ионизации атмосферы по данным измерений в г. Тарту. — Уч. записки ТГУ, 1970, вып. 240, с. 61—139.
6. Семенов К. А. Влияние локальных условий на элементы атмосферного электричества. — Труды ГГО, 1974, вып. 323, с. 109—118.
7. Справочник по геофизике. — М.: Наука, 1965. — 572 с.
8. Юнге Х. Химический состав и радиоактивность атмосферы. — М.: Мир, 1965. — 424 с.

И. М. Имянитов, А. А. Кречетов, Ю. Ф. Шаманский

ИССЛЕДОВАНИЕ ВРЕМЕНИ РЕЛАКСАЦИИ НАПРЯЖЕННОСТИ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ ПОСЛЕ ГРОВОВЫХ РАЗРЯДОВ НАД ОКЕАНАМИ И СУШЕЙ

Сейчас, вероятно, можно считать доказанным, что экспоненциальный характер кривых восстановления напряженности электрического поля после ударов молний связан в основном с величиной электрических потерь в облаке (см., например, [1, 3]).

В [7] приводится приближенная формула, связывающая величину изменения со временем t напряженности поля ΔE на расстоянии R от облака с расстоянием h между центрами зарядов, вовлеченными в разряд, площадью сечения активной части облака S , плотностью тока j , заряжающего облако, и временем релаксации τ :

$$\Delta E = \frac{\Delta M}{R^3} = \frac{2hS}{R^3} j \tau \left(1 - e^{-\frac{t}{\tau}}\right), \quad (1)$$

где ΔM — изменение электрического момента облака, вызванное разрядом молнии, а

$$\tau = \frac{1}{4\pi \left(\frac{\lambda}{\varepsilon} + \frac{PK}{h} \right)}, \quad (2)$$

где λ и ε — электропроводность и диэлектрическая проницаемость в активной части облака; K — коэффициент турбулентного перемешивания в облаке; P — численный коэффициент, близкий к 10^{-1} .

Таким образом, на величине электрических потерь в облаке может сказываться не только омическая, но и турбулентная проводимость. Были проведены оценки относительного вклада, вносимого турбулентной проводимостью, показывающие, что над территорией потери, вносимые турбулентной проводимостью, сопоставимы с омической [4].

Для уточнения роли турбулентной проводимости в процессе электризации грозовых облаков целесообразно провести измере-

ние τ в районах заведомо сниженной и повышенной турбулентности. В настоящей работе приводятся предварительные результаты исследования процесса восстановления напряженности электрического поля над океаническими акваториями, проведенного в 1974 г. (экспедиционный рейс научно-исследовательского судна «Изумруд»). Для сравнения приводятся аналогичные изменения в одном из континентальных пунктов (Восточная Сибирь, г. Тын-да). Регистрация в обоих случаях осуществлялась электростатическим флюксометром системы ГГО [2]. Время инерции измерительного устройства определялось инерцией регистраторов и не превышало 0,2 с.

Обработке подверглось около 600 кривых восстановления для 20 и 16 гроз (440 и около 150 разрядов) соответственно на океанах и над континентом. В табл. 1 приведены вероятностные распределения времен релаксации на океанах и над континентом.

Таблица 1

Вероятностное распределение времени релаксации электрического момента грозового облака над океанами и в г. Тын-да

Интервал, с	0—8	8—16	16—24	24—32	32—40	40—48	48—56	56—64	64
Океан, %	55	7	16	6,4	5,2	1,9	2,6	1	4,9
г. Тын-да, %	17	36	17	10	8	6	4	2	—

Распределение над акваторией океанов имеет значительную асимметрию и похоже на распределение, полученное при измерениях, выполненных на самолете [1]. Среднее время релаксации, полученное нами из результатов измерений над океаном в интервале расстояний 0—5 км составило 17,2 с, а на удалении более 5 км — 15 с. Незначительное различие времен релаксации в этих случаях можно объяснить меньшей величиной объемных зарядов над океанами, где нет коронирования с естественных острий. Среднее время релаксации для разрядов над океанами оказалось равным 17 ± 14 с. Для измерений, выполненных над океанами, зависимость между величиной скачка поля, взятого по абсолютной величине, и временем релаксации распадается на две ветви со сравнительно малой дисперсией.

При измерениях над океанами отмечается два вида кривых восстановления заряда грозовых облаков. Оба вида характерны как для близких, так и для далеких разрядов.

Первому виду кривых восстановления присуща большая скорость $\tau \leq 12$ с. В этих облаках процессы диссипации и генерации зарядов протекают наиболее активно. Кривые восстановления для первого вида представляют чистую экспоненту. Проверка на экспоненциальность проводилась путем построения кривой восстановления напряженности поля в полулогарифмическом масштабе.

Второму виду кривых присуща относительно медленная скорость восстановления заряда в облаке. Восстановление поля в данном случае происходит по линейному закону, т. е. электрические

потери в облаках малы. Из визуальных наблюдений установлено, что большинство кривых восстановления второго вида связано с облачными разрядами в сравнительно плоских облаках с очень незначительной зоной осадков. Отсутствие у облаков «наковальни» в этих случаях указывает на отсутствие или слабое развитие кристаллической фазы в облаках. Возможно, что существование двух видов кривых восстановления поля связано с наличием двух видов облаков — холодных и теплых, имеющих, с одной стороны, различные механизмы генерации зарядов, а с другой — различные эффективные проводимости. Кривые восстановления поля первого и второго вида возникают нередко в облаках, сформированных соответственно над чистым океаном и над островами.

Для сравнения рассмотрим режим восстановления электрического поля в континентальных условиях. Распределение времен релаксации в г. Тында похоже на распределение, приводимое

Таблица 2

Зависимость $\bar{\tau}$ (в с) от расстояния до молниевых разряда для континентальной станции

Расстояние, км	0—4	4,1—8,0	8,1—12	12,1—16	16,1—20	20,1
$\bar{\tau}$	14,8	15,0	14,8	4,6	5,0	8,6

в работе [5], и можно считать характерным для районов Восточной Сибири. Среднее время релаксации поля оказалось равным 12 ± 9 с. Большая изменчивость времени восстановления напряженности электрического поля, а следовательно, и электрических потерь в облаках, отмеченная на наземной станции, связана не только с изменчивостью процессов генерации, но и влиянием приземных объемных зарядов, которые создают дополнительную компоненту поля, зависящую от расстояния [12]. Естественно, что некорректно использовать распределения, в которые входят изменения поля как близких, так и удаленных разрядов. Наиболее реальная картина восстановления электрического поля в облаках должна наблюдаться для удаленных разрядов, т. е. в случаях, когда влиянием приземного объемного заряда можно пренебречь.

В табл. 2 представлена зависимость средней величины времени релаксации поля после разряда от расстояния до разряда по наблюдениям в г. Тында. Анализ данных этой таблицы показывает, что внутри интервалов расстояний 0—12 и 12—20 км среднее время релаксации (около 15 и 5 с соответственно) мало зависит от расстояния и что при близких грозах время релаксации почти в 3 раза больше, чем при удаленных. Подобная зависимость была получена в работе [8].

Зависимость между величиной скачка и временем релаксации на суше имеет большую дисперсию, но все же отражает влияние объемных зарядов под облаком и объясняет зависимость времени релаксации от расстояния (табл. 2). Подробно такая же зависимость проанализирована для суши в работе [9] для величин скач-

ков от 1 до $5 \cdot 10^3$ В/м. Очевидно, что для характеристики процесса в облаках для нашей станции $\tau = 5 \pm 3$ с. Наши данные для времен релаксации хорошо согласуются в интервале до 5 кВ/м с приведенными в работе [9] и с полученными при самолетных измерениях [1].

Резюмируя изложенное выше, надо отметить, что время релаксации поля над океанами $\tau = 17 \pm 14$ с значительно больше, чем над сушей ($\tau = 5 \pm 3$ с).

Если принять, что омическая проводимость в грозовых облаках, развивающихся над океанами, примерно равна омической проводимости этих облаков над континентами, то, как следует из формулы (2), турбулентная проводимость в облаках над океанами в несколько раз ниже, чем в облаках над континентом. В этом случае и турбулентность в них можно ожидать уменьшенной. Если допустить, что турбулентная проводимость в океанических облаках пренебрежимо мала по сравнению с омической, то из (2) можно вывести, что над континентами турбулентная проводимость в облаках выше, чем омическая. Альтернативой сказанному может служить только представление, что омическая проводимость и соответственно потери в грозовых облаках над акваториями в несколько раз ниже, чем в этих облаках над территорией.

Таким образом, над океанами процессы электризации в несколько раз более слабые, чем над континентами, могут приводить к грозовым явлениям в облаках. Возможно, что трудности прогноза грозовых явлений над океанами и морями связаны именно с учетом того, что потери в этих облаках заметно слабее, чем над континентами.

Существенным результатом настоящей работы является вывод о том, что подстилающая поверхность заметно сказывается на величине электрических потерь в облаках.

Если наши наблюдения справедливы, то появление гроз в теплых облаках обязано снижению электрических потерь в них.

Вероятно целесообразно провести детальные измерения времени релаксации напряженности электрического поля после ударов молний в горных районах, районах побережья и в других районах, где влияние подстилающей поверхности может заметно сказаться на турбулентности в облаках.

Как показывают приведенные результаты, объемные заряды под грозовыми облаками на акваториях относительно малы. Этот результат надо иметь в виду при оценке роли токов коронирования в балансе токов Земля — атмосфера [6].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Имянитов И. М. К вопросу об электризации и проводимости грозовых облаков. — ДАН СССР, 1956, т. 109, № 1, с. 77—83.
2. Имянитов И. М. Приборы и методы для изучения электричества атмосферы. — М.: Гостехиздат, 1957.

3. Имянитов И. М., Камалдина И. И. К вопросу о природе восстановления электрического поля после разряда молнии.—Труды ГГО, 1974, вып. 323, с. 3—10.

4. Камалдина И. И. Влияние турбулентности на электрическую проводимость облака.—Труды ГГО, 1972, вып. 277, с. 9—17.

5. Филиппов А. Х. Грозы Восточной Сибири.—Л.: Гидрометеониздат, 1974.—76 с.

6. Чалмерс Дж. Атмосферное электричество.—Л.: Гидрометеониздат, 1974.

7. Imjanitov I. M., Evteev B. F., Kamaldina I. I. Thunderstorm Cloud. Planetary Electrodynamics. Ed. by S. C. Caraniti and J. Hughes, vol. 1. New York, London, Paris, 1969.

8. Malan D. I. Physics of thunderstorm elektrik circuit.—Journ. Franklin Inst., 1967, vol. 283, N 3, p. 196—202.

9. Michnowski S. Publications of the Institute of Geophysics Polish Academy of sciences. Vol. 81. Warsaw, 1974, 104 p.

10. Nakano Minory. Electric Field Recovery after Lightning Flash and Regeneration of Charge in Thunder Cloud.—Journ. Met. Soc. Jap., 1975, 53, N 3, p. 196—202.

11. W o r m e l l T. W. The effects of thunderstorms and lightning discharges on the earths electric field. Phil. Trans., A 238, 1939, p. 249—303.

12. W o r m e l l T. W. Atmospheric Electricity. Some Recent Trends and Problems.—Quart. Journ. R. Met. Soc., 1953, vol. 49, p. 3—38.

СОДЕРЖАНИЕ

В. П. Колоколов, Г. С. Згерская, В. А. Камышанова, Г. П. Павлова. К вопросу об оценке эффективности активных воздействий на грозу	3
Л. Г. Махоткин. Дни с грозой, продолжительность гроз и число разрядов	11
Г. П. Лещенко, Л. Г. Махоткин. Изменение числа дней с грозой в зависимости от площади охватываемого района	17
Г. П. Лещенко, Н. М. Тысинюк. Динамика развития грозовой деятельности в центральных районах Украины	23
Г. П. Лещенко, Б. К. Иньков. Эффективность визуальных и инструментальных наблюдений за грозами	29
Г. П. Лещенко, Л. Г. Махоткин. Уточнение расчетных данных, предназначенных для определения эффективного радиуса действия счетчиков грозовых разрядов	35
Б. К. Иньков, Л. Г. Махоткин. О работе счетчиков грозовых разрядов в ближней зоне	38
Т. В. Лободин. Определение размеров грозовых облаков	42
И. И. Кононов, В. И. Николаев, М. Е. Соломоник, Н. В. Бару. Импульсный электромагнитный $E-H$ -дальномер для определения удаленности грозовых очагов. Результаты испытаний	45
Н. А. Файзулин, Б. В. Семагин, В. С. Снегуров. Алгоритмы определения дальности до грозовых очагов	53
Л. Г. Махоткин, Б. К. Иньков. Проверка показаний пеленгаторов атмосфериков на очень малых расстояниях	57
Л. Г. Махоткин, Б. К. Иньков, Г. П. Лещенко. О возможности использования узкополосного варианта электромагнитного метода оценки расстояния до грозовых очагов	62
В. С. Снегуров, Б. В. Семагин. Результаты исследования фазовых соотношений между электрической и магнитной компонентами поля молниевых разрядов	66
Л. Г. Махоткин, Б. К. Иньков. Сравнение точности угломерного и угломерно-гиперболического методов локализации атмосфериков вблизи базы	71
В. С. Снегуров. Интерпретация особенностей спектров близких атмосфериков в дипольном приближении	76
Л. Г. Махоткин, Б. К. Иньков. К методике обработки данных однопунктных наблюдений за далекими грозовыми очагами	80
И. М. Имянитов, Ю. Ф. Пономарев, Е. В. Чубарина. Сравнительные атмосферно-электрические измерения в свободной атмосфере над Арктикой	83
В. П. Колоколов, Л. Н. Могила. Влияние индустриальных центров на электричество облаков	91
Л. Г. Махоткин. Годовые вариации градиента потенциала и глобальные годовые изменения площади снежного покрова	94

Л. Г. Махоткин. Особенности годового хода градиента потенциала в южном полушарии	98
Т. В. Лободин. О роли локальной компоненты в глобальных суточных вариациях электрического поля атмосферы	108
А. М. Марковкин, К. А. Семенов. Годовой ход напряженности электрического поля по результатам наблюдений в Воейково	115
Е. Р. Двали, Л. Л. Калаиджева. Зависимость электрических характеристик атмосферы от некоторых атмосферных явлений	118
А. М. Марковкин, К. А. Семенов. Об оценке погодных условий по результатам измерения напряженности электрического поля	123
В. П. Колоколов, А. М. Скоробогатова, М. М. Харлова. Концентрация легких аэроионов в курортной зоне Ленинграда	126
К. А. Семенов. Наблюдения за концентрацией легких ионов и электропроводностью воздуха	130
Я. М. Шварц. Электропроводность воздуха и аэрозоль	136
И. М. Имянитов, А. А. Кречетов, Ю. В. Шаманский. Исследование времени релаксации напряженности электрического поля после грозных разрядов над океанами и сушей	141

Труды ГГО, вып. 401

АТМОСФЕРНОЕ ЭЛЕКТРИЧЕСТВО

Редактор Л. В. Ковель. Техн. редактор Г. В. Ивкова. Корректор
Е. И. Бородина

Сдано в набор 23.06.78. Подписано в печать 2.01.80. М-23219.
Лит. гарн. Печать высокая. Формат 60×90¹/₁₆, бум. тип. № 1.
Печ. л. 10,5. Уч.-изд. л. 9,82. Тираж 600 экз. Индекс МЛ-151.
Заказ 780. Цена 70 коп. Заказное. Гидрометеиздат. 199053. Ленин-
град, 2-я линия, д. 23.

Сортавальская книжная типография Управления по делам изда-
тельств, полиграфии и книжной торговли Совета Министров КАССР.
Сортавала, Карельская, 42.