

06
Т 78

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

Т Р У Д Ы
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ
ОБСЕРВАТОРИИ
имени А. И. Воейкова

ВЫПУСК 157

АТМОСФЕРНОЕ ЭЛЕКТРИЧЕСТВО

Под редакцией
канд. физ.-мат. наук
В. П. КОЛОКОЛОВА

БИБЛИОТЕКА
Ленинградского
Гидрометеорологического
Института



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД • 1964

155581

АННОТАЦИЯ

Настоящий сборник посвящается вопросам связи метеорологических и синоптических характеристик с атмосферноэлектрическими.

Рассматриваются электрические характеристики, полученные в результате непосредственного исследования грозовых и ливневых облаков. Анализируется годовой ход объемных зарядов в атмосфере и выясняется причина годовой унитарной вариации градиента потенциала. Рассматриваются методические вопросы инструментальных наблюдений гроз.

Сборник рассчитан на физиков атмосферы и специалистов по атмосферному электричеству.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
И. М. Имянитов, Т. В. Лободин. О зонах неоднородности в грозовых облаках	3
И. М. Имянитов, Е. В. Чубарина. Годовой ход электрического потенциала атмосферы на высоте 6000 м и заряда столба воздуха в слое 0—6000 м	9
Е. В. Чубарина. Связь электрического поля атмосферы с ядрами конденсации	22
Н. А. Парамонов. Исследование связи унитарного вертикального тока проводимости с грозовой деятельностью для всей поверхности Земли	31
Т. А. Салувере. Суточные изменения площади освещенной части суши	39
В. В. Михайловская. К теории измерения размеров капель дождя акустическим методом	48
П. С. Лыдзар. Полупроводниковые грозорегистраторы	54
К. А. Семенов. Некоторые результаты испытаний грозорегистраторов с малым радиусом действия	59
А. И. Асташенко. Грозовая активность в Ленинградской области в 1962 г.	68
И. И. Камалдина. Пеленгование ближних атмосфериков и погодные условия	70
В. А. Соловьев. О причинах несоответствия атмосфериков с условиями погоды	73
Н. И. Леушин. Выяснение причин несоответствия очагов атмосфериков с погодными условиями	76
К. Н. Баркалова. Связь между количеством гроз и числом атмосферных помех, создающих напряженность поля выше заданного уровня	85
С. И. Зачек. Теория дифференциального динамического электрометра	87
С. И. Зачек. К вопросу об измерении электрической проводимости воздуха в свободной атмосфере с самолета	94

Редактор *Е. П. Капитанец* Техн. редактор *Г. В. Изкова*

Корректоры: *З. А. Белкина, Б. А. Минц*

Сдано в набор 23/XI 1963 г.

Подписано к печати 19/II 1964 г.

Бумага 70×108¹/₁₆.

Бум. л. 3,75.

Печ. л. 10,28.

Уч.-изд. л. 9,5.

Тираж 740 экз.

М-15108.

Индекс МЛ-70

Гидрометеорологическое издательство. Ленинград. В-53, 2-я линия, д. № 23.

Заказ № 750

Цена 67 коп.

Тем. план 1964 г. № 42

Ленинградская типография № 8 «Главполиграфпрома»

Государственного комитета Совета Министров СССР по печати.

Ленинград, Прачечный пер., № 6

И. М. ИМЯНИТОВ, Т. В. ЛОБОДИН

О ЗОНАХ НЕОДНОРОДНОСТИ В ГРОЗОВЫХ ОБЛАКАХ

На основании измерений изменения электрического заряда самолета определены размеры мезонеоднородностей в грозовых облаках. Наиболее вероятный размер этих неоднородностей в активных грозовых облаках составляет 200—400 м ($1/3$ всех случаев), а в распадающихся — 400—600 м ($1/4$ всех случаев). Вероятность появления мезонеоднородностей данного размера может быть аппроксимирована нормально-логарифмическим распределением.

При переходе мощного кучевого облака в грозовое на фоне хаотически распределенных по облаку объемных зарядов [1] все отчетливее проступает общее для всего облака упорядоченное расположение зарядов. Электрическое поле этих (основных) зарядов и его изменение обычно наблюдается при наземных исследованиях электричества грозовых облаков. Однако в грозовом облаке, особенно в стадии его развития, существуют сильные турбулентные движения, которые должны, уменьшая создающееся макроразделение зарядов, поддерживать существование хаотически расположенных по облаку зарядов, характерное для кучевых облаков. Очевидно, что появление таких зон неоднородностей зависит от переноса в эти зоны частиц, с которыми связаны электрические заряды того или иного знака, или заряженных объемов воздуха. Однако мезоструктура грозовых облаков совершенно не исследована.

В кучевых облаках существует близкое подобие гистограммы размеров зон неоднородностей, в которых возникают объемные заряды, гистограммы размеров зон, в которых существуют восходящие и нисходящие движения, и гистограммы размеров зон, в которых отмечаются изменения электрического заряда самолета [1]. Можно ожидать такого же подобия и в грозовых облаках.

В 1961 и 1962 гг. представилась возможность при полетах, проводившихся совместно ГосНИИ ГВФ, ЦАО, ЦИП и ГГО, исследовать электрические характеристики грозовых облаков, в том числе и весьма активных.

При полетах внутри этих облаков отмечались значительные изменения заряда самолета. Так как эти изменения, как указывалось, связаны с неоднородностями в распределении частиц, то можно ожидать, что отмеченные вариации заряда самолета дают информацию о мезонеоднородностях распределения частиц и некоторых других мезонеоднородностях грозовых облаков.

Результаты измерений

Измерения производились с самолета ТУ-104, оборудованного наряду с другой аппаратурой электростатическими флюксметрами, позволяющими измерять как внешнее поле атмосферы, так и собственный заряд, приобретаемый самолетом. Показания приборов записывались самописцем К-12-21, на ленте которого можно было также отмечать характерные явления, диапазон чувствительности, на котором работала аппаратура, и т. п. Инерционность приборов была равна $1/25$ сек. Во время исследований грозовых облаков скорость самолета поддерживалась постоянной, насколько это было возможно.

Среди исследованных облаков в стадии зрелости (по определению Байерса и Брехэма [3]) в двух, весьма активных, были проведены исследования. Одно из этих облаков оказалось самым активным из наблюдавшихся в умеренных широтах; сопровождающие его град, ливень

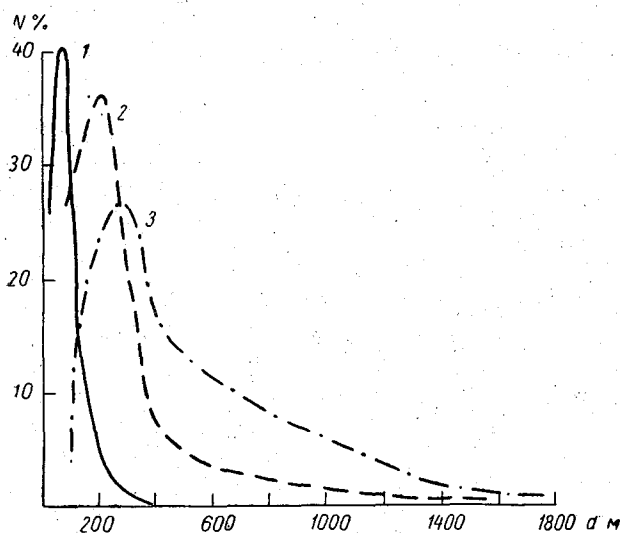


Рис. 1. Размеры зон неоднородностей в мощных кучевых (1), грозовых облаках в стадиях зрелости (2) и грозовых облаках в стадии распада (3). По оси абсцисс отложены диаметры зон неоднородностей в метрах, по оси ординат — относительное количество зон с данным диаметром.

и ветер вызвали 14/VIII 1961 г. значительные разрушения в Воронеже. Протяженность облака доходила до 50 км. Оно развилось на весьма активном фронте окклюзии. Другое облако было внутримассовым. В обоих облаках отмечались по записям электростатических флюксметров молнии. Вертикальное развитие облаков превосходило 11 км. В облаках отмечался град. Водность их превышала 5—10 г/м³. В облаках была сильно развита турбулентность, что привело к весьма сильной болтанке самолета. Электрический заряд самолета менялся в этих облаках значительно, резко возрастаая и убывая на протяжении долей секунды. Потенциал самолета временами превышал 1 млн. в. По записям легко определить размеры зон неоднородностей, в которых заряд нарастал и убывал.

В табл. 1 и на рис. 1 (кривая 2) даны результаты этих измерений.

В этой таблице приведены данные распределения измеренных размеров зон $[N\% (x)]$. Так как самолет мог пересекать ту или иную зону

на разных расстояниях от центра, а вероятность встреч зон меньшего размера меньше, чем зон большего размера, была сделана попытка рассчитать истинное распределение зон по диаметрам в предположении, что зоны имеют в горизонтальном сечении форму кругов. Расчет проводился по методике Н. И. Вульфсона [3]. Результаты такого пересчета даны в табл. 1 [$N\%$ (d)].

Таблица 1

Мощные кучевые облака										
$N \%$ (d)	25,6	40,3	20,7	8,5	2,5	1,5	0,7	0,2	0,2	
Размер зоны не- однородности d м	10—50	50—100	100— 150	150— 200	200— 250	250— 300	300— 350	350— 400	400— 450	
Грозовые облака в стадии зрелости										
$N \%$ (x)	26,0	34,0	19,0	6,0	5,0	4,0	2,0	3,0	1,0	
$N \%$ (d)	26,5	36,2	22,8	6,7	3,2	2,5	1,0	1,0	2,0	0,5
Размер зоны не- однородности d м	50— 200	200— 400	400— 600	600— 800	800— 1000	1000— 1200	1200— 1400	1400— 1600	1600— 1800	1800— 2000
Грозовые облака в стадии распада										
$N \%$ (x)	2,5	17,7	18,1	11,9	13,6	11,9	7,5	5,7	2,4	8,2
$N \%$ (d)	2,6	23,0	26,5	16,3	10,6	9,3	4,8	2,8	1,4	2,4
Размер зоны не- однородности d м	50— 200	200— 400	400— 600	600— 800	800— 1000	1000— 1200	1200— 1400	1400— 1600	1600— 1800	1800— 2000

Так как размеры самолета были весьма значительными, а заряде-ние самолета определяется всей его поверхностью, изменения заряда самолета на пути, меньшем 50 м, не рассматривались.

В табл. 1 и на рис. 1 (кривая 3) приводятся сведения о распреде-лении измеренных размеров зон [$N\%$ (x)] и рассчитанном распределе-нии диаметров зон [$N\%$ (d)] для 25 грозовых облаков, находящихся в стадии распада. В этих облаках уже была прекращена грозовая дея-тельность, началось оседание облаков, хотя их вершины лежали еще на высотах, превышающих 7—8 км, была весьма ослаблена турбулент-ность, что привело к существенному уменьшению болтанки самолета по сравнению с болтанкой в облаках, находящихся в стадии зрелости. Однако зарядение самолета и в этих облаках было весьма значитель-ным.

Наконец, для сравнения в табл. 1 и на рис. 1 (кривая 1) приводятся данные о рассчитанном распределении диаметров зон неоднородностей в мощных кучевых облаках по данным работы [1].

Обсуждение результатов

Электрический заряд самолета в облаках и осадках возникает бла-годаря наличию контактной разности потенциалов, существующей между частицами облаков и осадков, с одной стороны, и материалом обшивки самолета — с другой. Этот заряд образуется при отрыве частиц воды и льда от поверхности самолета [4].

В общем случае величина электрического заряда самолета зависит как от характеристик самолета (материала обшивки и качества его обработки, скорости, условия сгорания горючего, формы самолета),

так и от характеристик облаков (водности, спектра частиц в них, фазового состояния частиц) [5, 6]. Отметим, что величина собственных электрических зарядов частиц облаков практически не сказывается на электрическом заряде самолета, а величина собственных электрических зарядов осадков сказывается весьма незначительно [4].

Если проводить измерение на данном типе самолета при постоянной его скорости, вариации электрического заряда самолета будут связаны с изменением водности и состава частиц.

Таким образом, приведенное распределение размеров зон, в которых меняется электрический заряд самолета, в первую очередь связано с тем, что в этих зонах меняется концентрация и состав частиц облаков. Возможно также, по аналогии с результатом, полученным для мощных кучевых облаков, что появление зон неоднородностей в распределении частиц связано, по крайней мере для облаков в стадии зрелости, с наличием восходящих и нисходящих движений в них.

Сопоставление кривых распределения размеров зон неоднородностей в мощных кучевых и грозовых облаках (рис. 1 и табл. 1) приводит к заключению, что по мере развития облаков зоны неоднородностей становятся существенно больше, возрастая с 50—100 до 200—400 м в стадии зрелости. Интересно отметить, что эти размеры соответствуют размерам субъячейки грозового облака [2].

По мере развития облака, по-видимому, происходит дальнейшее возрастание размеров зон неоднородностей до 400—600 м.

Надо отметить, что эти выводы сделаны на основании полетов в небольшом числе облаков и поэтому нуждаются в уточнении. Вместе с тем следует напомнить, что распределения размеров зон неоднородностей в различных мощных конвективных облаках весьма подобны и исследования, проведенные различными методами в различных условиях, дают близкие результаты [1]. Как указывалось, это подобие, очевидно, связано с тем, что максимум кривой распределения лежит в узком интервале значений размеров. Поэтому можно ожидать, что кривые 1 и 2 (рис. 1) довольно правильно передают укрупнение зон неоднородностей при переходе от условий мощного кучевого к грозовому облаку. Дальнейший характер укрупнения зон неоднородностей передается кривыми 2 и 3 (рис. 1) весьма приблизительно. Вместе с тем сопутствующие измерения перегрузок указывают на то, что общая тенденция к укрупнению потоков в этих облаках действительно имеет место.

Попытаемся найти закон распределения размеров зон неоднородностей (мезонеоднородностей) в исследованных облаках. Это распределение удовлетворительно может быть представлено нормально-логарифмическим законом.

На рис. 2 показана такая зависимость для всех трех изучавшихся стадий.

Дисперсия кривых распределения σ , характеризуемая стандартным отклонением, составляет для мощных кучевых облаков 0,19, для грозовых облаков в стадии зрелости 0,41 и в стадии распада 0,46.

Хотя выводить физические закономерности образования из данных о характере функции распределения весьма неосторожно, нельзя не напомнить, что нормально-логарифмическое распределение характерно для размеров частиц, получающихся при размельчении их, скажем, мельницами.

Таким образом, характерный размер мезонеоднородностей в грозовых облаках составляет 200—400 м в активной стадии и доходит до 400—600 м в стадии распада.

Оценим плотность объемных зарядов в этих неоднородностях при условии, что разряд в облаках начинается при напряженности поля в 10^4 в/см, возникшей в зоне неоднородности, так как известно, что средняя напряженность поля в грозовых облаках на порядок меньше требуемой для возникновения разряда. Если считать зону неоднородности сферой, то уже в зоне радиусом 100 м должен существовать объемный заряд плотностью 10^3 э.с.е./м³, чтобы создать пробивную напряженность поля. Если считать, что в облаке имеется около 10^8 частиц осадков в 1 м, то на каждой частице будет находиться заряд 1 э.с.е. При этом средний радиус частиц должен быть не меньше 1,7 мм,

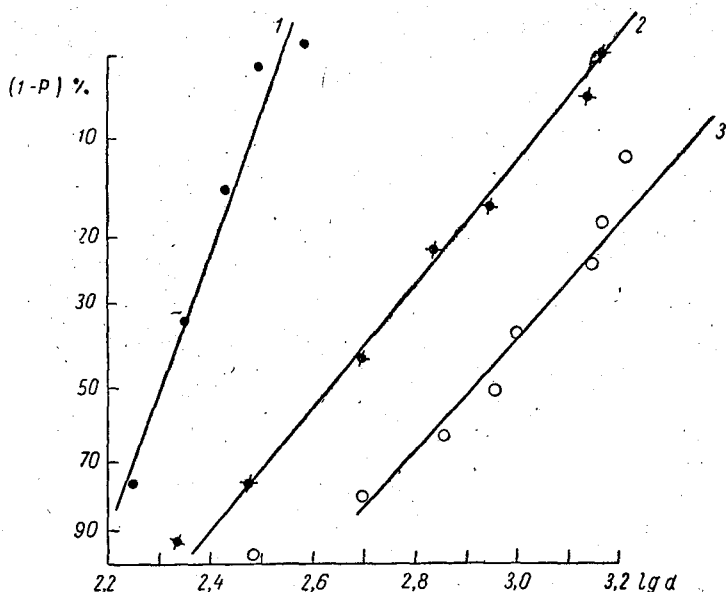


Рис. 2. Зависимость накопленной вероятности P появления мезонеоднородности данного размера от логарифма размера зоны d .

1 — мощные кучевые облака; 2 — грозовые облака в стадии зрелости, 3 — распадающиеся грозовые облака.

чтобы с них не началось коронирование. Водность крупнокапельной части при этом будет доходить до 20 г/м³. Очевидно, что появление зоны меньших размеров, создающей те же критические поля, маловероятно. Так, в зоне радиусом 50 м водность крупнокапельной части должна превышать 40 г/м³, что редко встречается. Наблюдаемые величины водности и зарядов могут создать требуемые поля в зонах радиусами более 100—200 м. Мезонеоднородности таких размеров встречаются достаточно часто.

Полученные данные могут послужить для оценки допускаемой инерционности аппаратуры при исследовании грозовых облаков, помимо оценки, связывающей допускаемую инерционность со скоростью самолета и размерами зон [6]. Если время грозового процесса в ячейке занимает от 15 мин. до 1 часа [2], то для того, чтобы произвести вертикальное зондирование за время одной стадии облака, зондирующий прибор должен пройти всю толщу облака за время не более 5 мин. Если принять толщину облака, равной 10 км, то при указанных размерах мезонеоднородностей прибор не должен обладать инерцией, превышающей 1—2 сек.

ЛИТЕРАТУРА

1. Имянитов И. М. Электрическая структура мощных конвективных облаков и ее связь с движениями воздуха в облаках. Сб. исследование облаков, осадков и грозового электричества. Изд. АН СССР, М., 1961.
2. Byers H., Braham R. Thunderstorm. U. S. Weather Bureau, Washington, 1949.
3. Вульфсон Н. И. Статистические методы определения действительных параметров конвективных облаков по наблюдаемым. Изв. АН СССР, сер. геофиз. № 7, 1958.
4. Имянитов И. М. О механизме электрического заряжения. ДАН СССР, 121, № 1, 1958.
5. Имянитов И. М. и Старовойтов А. Т. Некоторые вопросы теории электростатического заряжения тел в потоках. ЖТФ, № 32, 1962.
6. Имянитов И. М. Об инерционности аппаратуры, применяемой при изучении конвективной облачности. Метеорология и гидрология, № 4, 1954.

5.5 + 0.9 + 0.5

ГОДОВОЙ ХОД ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОТЕНЦИАЛА АТМОСФЕРЫ НА ВЫСОТЕ 6000 м И ЗАРЯДА СТОЛБА ВОЗДУХА В СЛОЕ 0—6000 м

Исследуется годовой ход объемных зарядов в атмосфере в слое 0—6000 м, а также особенности хода в слоях 0—500, 500—3500 и 3500—6000 м.

Показано, что амплитуда годового хода весьма велика и может объяснить значительную часть годовой унитарной вариации напряженности поля атмосферы. Отмечается также противоположный ход объемных зарядов в нижнем и среднем слоях. Основные вариации заряда в атмосфере сосредоточены в среднем слое.

Общие для всего земного шара изменения электрического поля создаются обменом зарядов между землей и атмосферой, если не учитывать источники заряжения земли космического происхождения.

В результате работ Вильсона [12], Уиппла и Скрейза [13], Гиша и Уайта [14], Стерджиса и др. [15] принято считать, что основным генератором, заряжающим Землю и атмосферу, является грозовая деятельность. Это заключение основывалось на близком подобии суточного хода площади, занятой грозами, и суточной унитарной вариации градиента потенциала [13]. Для подтверждения этого предположения были проведены измерения токов над отдельными грозовыми облаками [14, 15], показавшие, что при определенных допущениях сумма токов в областях хорошей погоды примерно равна и противоположна по направлению сумме токов в грозовых областях. Казалось, и баланс токов подтверждает принятую схему. Однако надо отметить три группы фактов, которые либо противоречат этой схеме, либо неполностью объясняются ею.

1. Суточный ход площади, занятой грозами, меняется от сезона к сезону и от периода к периоду. Для сравнения приведем данные Уиппла и Скрейза [13] и Крумма [16], относящиеся к разным периодам (рис. 1). В то же время суточная унитарная вариация градиента потенциала

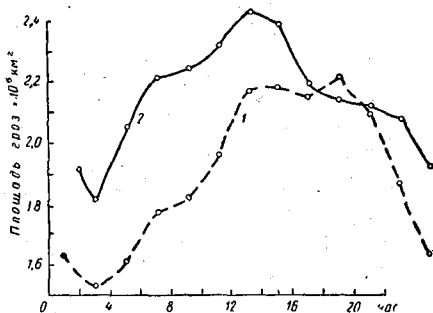


Рис. 1. Суточный ход площади, занятой грозами по всему земному шару (время гринвичское).

1 — по Уипплу (1929 г.); 2 — по Крумму (1959 г.).

остается примерно постоянной по фазе и амплитуде как при осреднении за периоды в несколько лет, так и при измерениях в отдельные месяцы [1] или даже дни [2].

Отсюда очевидно, что должен существовать какой-то более стабильный фактор, чем площадь, занятая грозами, определяющий суточную унитарную вариацию градиента потенциала.

2. Если грозовая деятельность является основным источником, создающим заряджение земли в целом, то должно существовать близкое подобие годовой унитарной вариации градиента потенциала, определенной Н. А. Парамоновым [3], годовому ходу площади, занятой грозами. Это подобие должно проявляться еще более четко, чем при суточных вариациях, так как при сопоставлении годовых ходов не надо вводить предположения о характере изменения грозовой активности в течение суток.

Сопоставление кривых годового хода унитарной вариации [3] и площади, занятой грозами [16], приводит, однако, к неожиданному результату: эти кривые прямо противоположны по фазе (рис. 2).

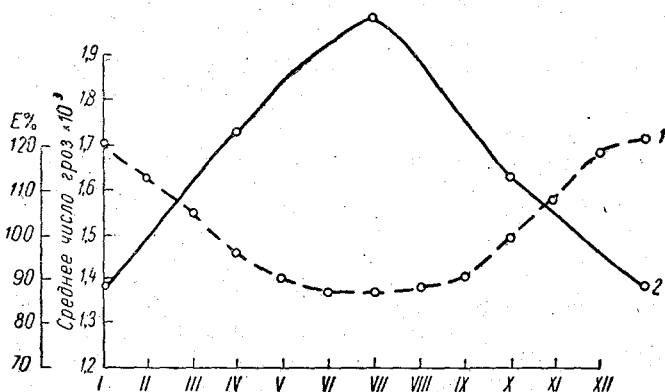


Рис. 2. Годовая унитарная вариация градиента потенциала по Парамонову (1) и годовую ход среднего числа гроз по всему земному шару по Крумму (2).

Таким образом, и этот результат указывает на наличие в атмосфере какого-то источника заряджения земли негрозового происхождения, активно действующего по крайней мере на относительно медленные вариации градиента потенциала.

3. Оценка роли токов, текущих над грозовыми облаками, в заряджении земли, по-видимому, несколько завышена. Как показали исследования определения полей над ливневыми и грозовыми облаками, проведенные на Дальнем Востоке [4], в ряде случаев (до 20%) облака поляризованы отрицательно. Это означает, что величины токов, полученные Гищем и Уайтом [14], Стерджисом и др. [15], отнесенные ко всем облакам, должны быть уменьшены примерно на 40%. Иными словами, грозовая деятельность не может уравнивать ток в областях хорошей погоды.

Следовательно, и этот результат указывает на существование в атмосфере генераторов, помимо грозовых облаков.

Исследования электричества свободной атмосферы, недавно проведенные в ГГО [2], [5], показали, что даже в ясные дни, а тем более в дни со слоистой облачностью [6], в атмосфере создаются значительные объемные заряды и происходит макроразделение зарядов различных знаков. Величина этих зарядов может быть весьма велика. При

этом надо учесть, что облака слоистых форм покрывают около 50% поверхности земного шара, в то время как грозовые облака занимают только около 0,5% ее. Это означает, что объемные заряды в слоистых облаках в сотни раз меньше, чем в грозовых, и могут создавать эффекты, равные по мощности эффектам грозовых облаков. Поэтому необходимо попытаться оценить вклад, вносимый объемными зарядами в атмосфере вне грозовых областей, в общий обмен зарядами между землей и атмосферой. При этом в первую очередь интересно оценить роль такого обмена в годовом ходе, так как ход годовой унитарной вариации не может быть объяснен вариациями грозовой деятельности.

Сначала попытаемся оценить амплитуды годового хода объемных зарядов атмосферы, так как фазовые соотношения при малом числе станций, данными которых располагаем, не могут быть получены достаточно точно.

Годовые вариации электрического потенциала и заряда атмосферы должны принадлежать к устойчивым характеристикам электрического состояния атмосферы, так как на них меньше, чем на более короткопериодных вариациях сказываются случайные влияния нерегулярных процессов.

Неоднократно [3, 7, 8] указывалось, что годовой ход атмосферно-электрических характеристик имеет глобальный характер, т. е. он одинаков для северного и южного полушарий и фактически не связан с сезонами, а обусловлен общим изменением заряда земли.

Так, в работе [3] приводится годовой ход унитарной вариации атмосферно-электрического градиента потенциала, минимальные среднемесячные значения которого приходятся на летние месяцы северного полушария (соответственно зимние — для южного), а максимальные — на зимние месяцы северного полушария.

Аналогичные годовые ходы плотности объемного заряда у поверхности земли, полученные для различных пунктов земного шара, приводятся в работе [7]. В ней отмечается, что годовые ходы ρ в разных местах, в различные годы, полученные с помощью различных приборов, всегда характеризуются пониженными значениями для летнего полугодия (май—октябрь) и повышенными для зимнего (ноябрь—апрель).

Проводимость воздуха у поверхности земли также имеет годовой ход, который обратен ходу объемного заряда [8]. Представление о том, что эффекты годового хода проявляются только в приземном слое, и простое объяснение этого хода повышенным или пониженным выделением радиоактивных эманаций из почвы в зависимости от покрытия ее снегом или льдом не согласуются с существованием такого же хода в экваториальных областях и, как будет показано далее, с тем, что годовой ход поля и объемных зарядов простирается на значительные высоты.

Большое различие в амплитудах годового хода градиента потенциала в северном и южном полушариях [3] наводит на мысль, что общий годовой ход для всего земного шара определяется сезонным ходом в северном полушарии. Сезонный ход более ярко проявляется над континентами, а площадь суши в северном полушарии более чем в пять раз превышает ее площадь в южном, так что сезонные изменения в северном полушарии превалируют над сезонными изменениями в южном. Так, по данным работы [3], амплитуда годового хода градиента потенциала в северном полушарии в три раза больше, чем в южном.

В. И. Герасименко [9] нашел, что суточная унитарная вариация по фазе и амплитуде совпадает с изменением в течение суток освещенной

площади океана и пытался на основе этого сделать предположения о причинах изменения заряда земли, обуславливающего унитарную вариацию.

Расчеты годового хода освещенной поверхности суши, проведенные Т. А. Салувер [10], показали, что он не подобен годовой унитарной вариации градиента потенциала, а имеет два максимума — в марте и в сентябре и два минимума — летом и зимой. Следовательно, в годовом ходе вариации градиента потенциала не коррелируют данными освещенной поверхности океана и ни один из связанных с этим механизмом заряжения (заряжение за счет испарения, как предполагает Герасименко, или за счет годовых изменений общей циркуляции атмосферы, или грозовой деятельности) не объясняет годовых ходов атмосферно-электрических величин.

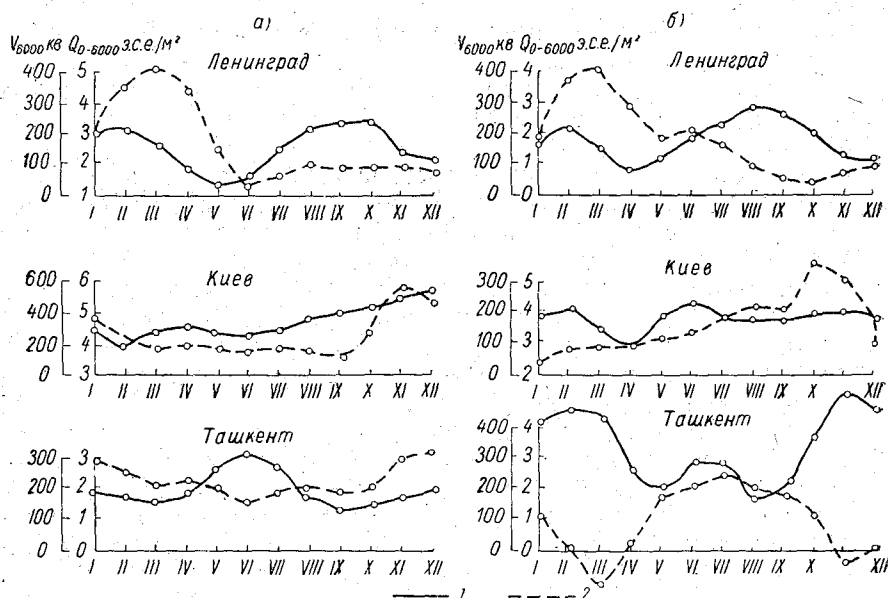


Рис. 3. Годовой ход потенциала электрического поля атмосферы (V) на высоте 6000 м (1) и объемного заряда атмосферы (Q) в слое 0—6000 м основанием 1 м^2 (2) в Ленинграде, Киеве и Ташкенте в 1958—1961 гг.
а) в ясные дни; б) во все дни.

Таким образом, в настоящее время можно считать установленным, что такие атмосферно-электрические характеристики, как градиент потенциала, объемный заряд, проводимость атмосферы вблизи поверхности земли, имеют годовой ход, общий для всей земли; какого-либо подходящего объяснения этого хода пока нет. Необходимо выяснить, насколько годовые ходы этих характеристик локализованы в приземном слое атмосферы и как на них сказывается обмен зарядов между землей и атмосферой.

Полученные при самолетном зондировании данные позволили установить годовые ходы таких электрических характеристик атмосферы, как объемный заряд атмосферы, потенциал атмосферы на определенной высоте, электрическое поле атмосферы на определенном уровне и т. п.

В настоящей работе приведены результаты зондирований за четыре года (1958—1961 гг.). Подъемов в каждом месяце было достаточно, чтобы судить о среднемесячных значениях измеряемых величин. На

основании полученных результатов были изучены особенности годового хода объемного заряда атмосферы в слое 0—6000 м основанием 1 м². Графики, характеризующие полученные зависимости, приведены в табл. 1 и на рис. 3. Кривые на графиках приведены средние сглаженные. Сглаживание производилось по формуле

$$b = \frac{n_1 a + 2n_2 b + n_3 c}{n_1 + 2n_2 + n_3}, \quad (1)$$

где a , b , c — средние месячные величины заряда или потенциала; n_1 , n_2 , n_3 — соответствующее число случаев, из которых эти средние получены.

Сглаживание имеет определенный физический смысл, так как деление на месяцы является условным и нельзя считать, что с концом одного и началом другого месяца атмосферно-электрические характеристики резко изменяются. Изменение это происходит постепенно, поэтому сглаживание среднемесячной величины за счет соседних месяцев — желательно.

В Ленинграде в годовом ходе заряда атмосферы, подсчитанном только по ясным дням, наблюдается максимум в феврале—апреле и минимум — в июне — декабре. В Киеве и Ташкенте максимум заряда наблюдается в зимние месяцы, а минимум — в летние и осенние.

Годовой ход по всем дням менее отчетлив. В Ленинграде годовой ход заряда во все дни очень похож на ход заряда в ясные дни, по фазе оба хода совпадают, несколько различаясь по амплитуде.

В Киеве и Ташкенте различия более значительные, особенно в Ташкенте. В Киеве во все дни минимум заряда наблюдается в зимние и весенние месяцы, а максимум — в осенние. В Ташкенте наблюдается два минимума — в марте и ноябре, а максимумы — в летние и зимние месяцы.

Таким образом, в ясные дни годовой ход заряда в слое атмосферы 0—6000 м в основных чертах напоминает годовую унитарную вариацию [13]. Только в Ташкенте амплитуда годового хода заряда значительно меньше, чем в Киеве и Ленинграде, и меньше амплитуды средней унитарной вариации градиента потенциала.

Как видно из рис. 3, годовые ходы заряда столба атмосферы в ясные дни и во все дни значительно отличаются друг от друга как по расположению экстремумов, так и по величинам.

Заметим, что заряд рассматриваемого столба атмосферы считался избыточным, т. е. одинаковые положительные и отрицательные заряды, имеющиеся в атмосфере, исключались, а приведенные на рис. 3 графики — это ходы не всего заряда атмосферы, а лишь нескомпенсированного, избыточного заряда. Равный ему по величине и обратный по знаку заряд, очевидно, или осел на землю, или унесен в соседние области адвективными потоками. Если считать, что все или большинство зарядов осело на землю, то лучше рассматривать годовой ход заряда за все дни, хотя он, как видно из рис. 3б, значительно менее похож на годовые вариации атмосферно-электрических характеристик, приводимых в литературе, чем годовой ход заряда столба атмосферы только в ясные дни.

Годовой ход заряда в ясные дни в общих чертах похож на годовую унитарную вариацию градиента потенциала, приводимую Н. А. Парамоновым, и можно было бы предположить, что осевший на землю заряд противоположного знака обуславливает в значительной мере эту вариацию, если бы количественно эти вариации совпадали. По расчетам Парамонова, максимальная амплитуда в годовом ходе градиента потенциала составляет ~30% от среднего, а в годовом ходе объемного

заряда столба атмосферы наибольшее отклонение от среднего составляет $\sim 80\%$. Средний заряд столба атмосферы в ясные дни по всем городам оценен ~ 3 э.с.е/м², он может создавать электрическое поле у земли $\sim 110\%$; среднее отклонение заряда столба воздуха по всем пунктам наблюдения $\sim 2,5$ э.с.е/м², они могут создавать вариации электрического поля ~ 90 в/м.

Если экстраполировать данные о заряде атмосферы на весь земной шар, т. е. считать, что среднее изменение заряда земли равно $\sim 2,5$ э.с.е/м², то на всей земле среднее изменение заряда за год

$$\Delta Q = 2,5 \text{ э.с.е/м}^2 \cdot 5 \cdot 10^{14} \text{ м}^2 = 12,5 \cdot 10^{14} \text{ э.с.е.} = 4,2 \cdot 10^5 \text{ к.}$$

(Площадь земли $S_{\text{земли}} \approx 5 \cdot 10^{14}$).

Если считать, что рассматриваемый заряд создается только над сушей, а площадь суши составляет $\sim 1/3$ всей поверхности земли, то полученную величину изменения заряда вследствие оседания на землю объемного заряда атмосферы надо разделить на три.

$$\Delta Q \approx 1,3 \cdot 10^5 \text{ к.}$$

По данным К. Я. Кондратьева [11], над 50% всей поверхности земли наблюдается облачность, следовательно, 50% приходится на районы с ясной погодой. Общее изменение заряда земли за счет оседания зарядов из атмосферы в районах ясной погоды будет

$$\Delta Q \approx 0,6 \cdot 10^5 \text{ к.}$$

Будем рассматривать изменение заряда только в ясные дни, потому что именно в эти дни годовой ход заряда атмосферы совпадает по фазе с годовой унитарной вариацией градиента потенциала.

Если средний заряд земли равен $\sim 5 \cdot 10^5$ к [14], то вычисленные изменения заряда земли составляют около 13% от всего заряда земли. По данным [13], амплитуда годовой унитарной вариации для всей земли равна $\sim 30\%$; если это является мерой изменения заряда земли, то вклад за счет оседания зарядов из атмосферы в ясные дни, по оценке авторов, составляет $\sim 40\%$ этого изменения. Это значительный вклад в общее изменение заряда земли, тем более, что действует он постоянно. Вклад заряда, поступающего на землю во все дни, должен быть больше, чем в ясные дни. По результатам рассматриваемых четырех лет годовые вариации градиента потенциала заряда атмосферы не совпадают по фазе, поэтому пока трудно говорить об их какой-либо связи и взаимной обусловленности, но возможно, что при осреднении по большому количеству лет и по большому числу пунктов можно будет это выяснить.

Годовой ход потенциала отличается от годового хода заряда даже в ясные дни. В ясные дни с монотонным убыванием электрического поля с высотой ходы потенциала и объемного заряда атмосферы должны быть подобны. Действительно, если электрическое поле убывает по экспоненциальному закону

$$E = E_0 e^{-ah}, \quad (2)$$

то потенциал на высоте H будет равен

$$V_H = \int_0^H E(h) dh = \int_0^H E_0 e^{-ah} dh = \frac{E_0}{a} (1 - e^{-aH}); \quad (3)$$

заряд столба высотой H и основанием 1 м^2

$$Q_H = \int_0^H \rho(h) dh.$$

По уравнению Пуассона

$$\rho = \frac{1}{4\pi} \frac{dE}{dn},$$

отсюда

$$\rho = \frac{E_0 a}{4\pi} e^{-ah},$$

$$Q_H = \frac{E_0 a}{4\pi} \int_0^H e^{-ah} dh = \frac{E_0}{4\pi} (1 - e^{-aH}). \quad (4)$$

Таким образом, если Q_H в ясные дни убывает с высотой по экспоненциальному закону, то

$$Q_H = \frac{E_0}{4\pi} (1 - e^{-aH}); V_H = \frac{E_0}{a} (1 - e^{-aH}). \quad (5)$$

Отсюда видно, что в ясные дни потенциал ионосферы (при $H \rightarrow \infty$) будет определяться электрическим полем у земли и коэффициентом a , который показывает скорость убывания электрического поля с высотой. Значение коэффициента a определяется в конечном счете состоянием атмосферы. Если принять нормальное поле у земли равным $130 \div 140 \text{ в/м}$, а коэффициент $a = 0,001$ и если h выражено в метрах, то потенциал ионосферы $V \cong 130 \div 140 \text{ кв}$, т. е. значительно ниже общепринятой величины ($\sim 360 \text{ кв}$).

Отношение $\frac{Q_H}{V_H} = \frac{a}{4\pi}$ для данного состояния атмосферы — величина постоянная, поэтому графики потенциала и заряда должны были бы идти параллельно. Отмечаемую на приводимых в работе графиках непараллельность надо отнести, очевидно, за счет дней с немонотонным изменением электрического поля с высотой. Физический смысл отношения $\frac{Q_H}{V_H}$ легко выяснить, если оценить его для дней с экспоненциальным

убыванием поля с высотой. В этом случае отношение $\frac{Q_H}{V_H} = \frac{a}{4\pi}$ характеризует скорость убывания напряженности поля с высотой или закон распределения объемных зарядов. В дни с более сложным ходом поля отношение $\frac{Q_H}{V_H}$ также характеризует закон распределения объемных зарядов. При замедлении убывания объемных зарядов с высотой это отношение падает.

В годовом ходе потенциала атмосферы в ясные дни в Ленинграде и в Киеве минимум наблюдается в мае—июне, а максимум — в осенние и зимние месяцы. В Ленинграде наблюдается вторичный минимум в ноябре—декабре, но этот участок кривой построен по меньшему числу случаев, чем остальные. Таким образом, в Киеве и Ленинграде годовой ход потенциала в ясные дни по фазе совпадает с годовой унитарной вариацией [13]. Зато в Ташкенте ход противоположный и максимум наблюдается в летние месяцы. Здесь, очевидно, за счет возрастания содержания пыли и других примесей в атмосфере в летние месяцы воз-

растает величина напряженности электрического поля в нижних слоях атмосферы и величина потенциала электрического поля атмосферы. Годовой ход потенциала, построенный по всем дням для Ташкента, очень напоминает годовую унитарную вариацию градиента потенциала, наблюдается лишь на фоне довольно глубокого минимума вторичный слабый максимум в летние месяцы. В Ленинграде и Киеве в годовом ходе потенциала, построенном по всем дням, минимум наблюдается в апреле,

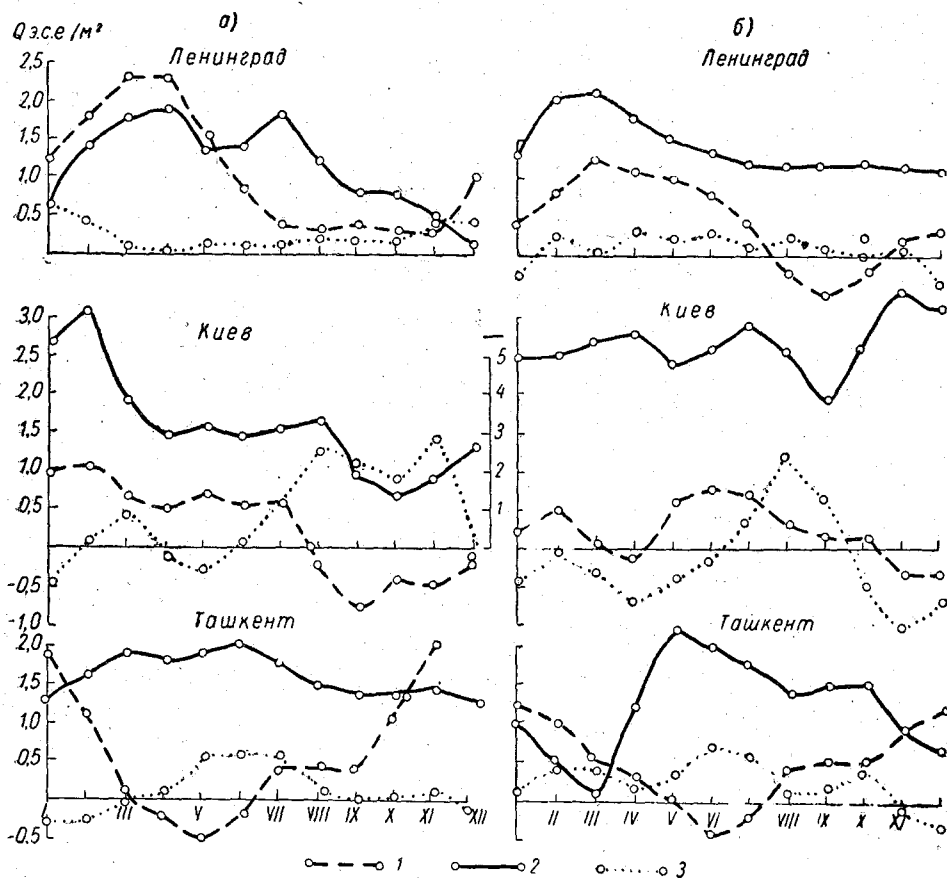


Рис. 4. Годовой ход объемного заряда атмосферы в слоях 0—500, 500—3500, 3500—6000 м основанием 1 м² в Ленинграде, Киеве и Ташкенте в 1958—1961 гг.

а) в ясные дни; б) во все дни. 1 — для Q_{0-500} ; 2 — для $Q_{500-3500}$, 3 — для $Q_{3500-6000}$.

максимум в Ленинграде — в августе, а в Киеве — в июне, в остальные месяцы ход в Киеве выражен слабо.

Годовой ход электрического заряда столба воздуха, отражая общие условия обмена зарядов между землей и атмосферой, в то же время не показывает, как расслаиваются заряды в атмосфере, насколько ход электрического поля у поверхности земли связан с объемными зарядами, лежащими в приземном слое.

Желательно поэтому рассмотреть годовой ход объемных зарядов на разных уровнях. Так как обычно уровень разделения объемных зарядов разных знаков в атмосфере лежит на высоте 300—700 м, а напряженность поля меняет знак на высоте 3500—4000 м, были исследованы изменения зарядов в течение года в слоях 0—500, 500—3500 и 3500—6000 м.

На рис. 4 представлены годовые ходы заряда атмосферы в перечисленных интервалах высот. Интересно, что ходы заряда в нижнем пятисотметровом слое в Ленинграде и Киеве очень похожи между собой и по фазе совпадают с годовыми вариациями объемного заряда, измеренными у земли. В Ташкенте годовой ход заряда атмосферы в нижнем пятисотметровом слое совпадает по фазе с годовой унитарной вариацией градиента потенциала, превышая ее по амплитуде. Средняя амплитуда приводимой вариации по всем городам $\sim 2,5$ э. с. е/м^2 , так что приведенные ранее рассуждения могут быть повторены в этом случае. Рассматривая годовой ход заряда в слое 500—3500 м и сравнивая его с общим ходом заряда в слое 0—6000 м, можно увидеть, что эта кривая более всего похожа, особенно во все дни, на годовой ход заряда всего столба воздуха высотой 0—6000 м. Величина заряда в этом слое наибольшая, так что на некоторых графиках он нанесен даже в другом масштабе. Отсюда можно сделать вывод, что основной заряд атмосферы лежит в слое 500—3500 м. Поэтому в годовых ходах напряженности поля и объемных зарядов у поверхности земли могут наблюдаться существенные различия. Слой максимального заряда (500—3500 м) является слоем, где формируются и разрушаются облака нижнего и среднего ярусов, поэтому именно в этом слое наблюдается максимальный объемный заряд атмосферы. Удивительно, что и в ясные дни этот слой является слоем наибольшего заряда. Из элементарных представлений можно было ожидать иного результата, а именно, что в ясные дни основной заряд располагается в самых нижних слоях атмосферы и является определяющим по величине и ходу заряда всего столба атмосферы высотой 0—6000 м.

Большие значения зарядов в слое 500—3500 м связаны с тем, что этот слой выбран самым большим по толщине. Но, с другой стороны, если бы основной заряд находился ниже этого слоя, а напряженность электрического поля всегда убывала по экспоненциальному закону с показателем, близким к 1, то в этом слое не должны были возникать заряды, большие, чем в нижнем слое атмосферы, и ход заряда всего столба всегда бы определялся ходом заряда в нижнем слое атмосферы. В формировании больших объемных зарядов среднего слоя в ясные дни, очевидно, большую роль сыграли дни с профилями третьей группы [5]. Кроме того, оставшиеся в атмосфере заряды от разрушившихся облаков также могут создавать некоторое скопление зарядов в слое 500—3500 м. Удивительным оказалось то, что в слое 3500—6000 м даже в ясные дни заряды оказались не такими малыми, как предполагалось. По величине они сравнимы с приземными зарядами в нижнем пятисотметровом слое, а в облачные дни заряд в этом верхнем слое иногда даже превосходит по величине заряд в нижнем слое. Ход его чаще похож на ход заряда в слое 500—3500 м.

Таким образом, в ясные дни средний заряд в слое 0—500 м равен $0,1$ э. с. е/м^2 , в слое 500—3500 м $\bar{Q} \approx 2,0$ э. с. е/м^2 , в слое 3500—6000 м $\bar{Q} \approx 0,5$ э. с. е/м^2 .

Во все дни $\bar{Q}_{0-500} \approx 0,5$ э. с. е/м^2 ; $\bar{Q}_{500-3500} \approx 2,0$ э. с. е/м^2 ; $Q_{3500-6000} \approx 0,5$ э. с. е/м^2 .

Задача следующих лет — уточнить описанные здесь годовые ходы и получить результаты, менее зависящие от условий данного года.

Рассматривая годовые ходы, упомянем о сделанной попытке проследить изменение профилей электрического поля ясных дней по сезонам (рассматривалось только два сезона — зима и лето). На рис. 5 представлены профили первой, второй групп и третьей группы для лета

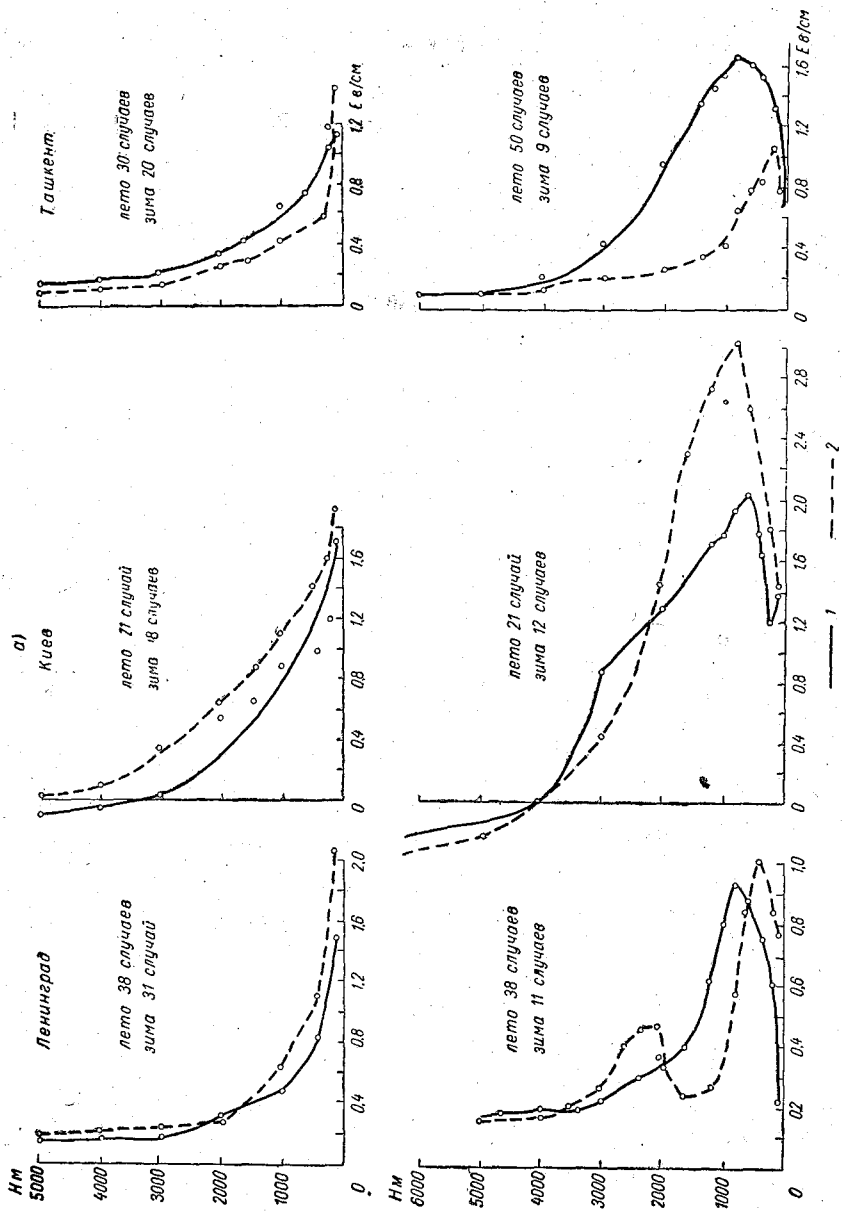


Рис. 5. Различия в профилях напряженности электрического поля в ясные дни лета и зимы 1958—1959 гг.
а) профили убывающие с высотой, б) профили третьей группы, монотонно убывающие с высотой, 1 — лето, 2 — зима.

Таблица 1

Годовой ход потенциала электрического поля атмосферы на высоте 6000 м и
объемного заряда столба воздуха основанием 1 м² и высотой 0—6000, 0—500,
500—3500, 3500—6000 м в 1958—1961 гг.

	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь
В ясные дни												
Ленинград												
V_{6000} кв	204	212	162	98	30	53	144	208	220	234	130	108
Q_{0-6000} э.с.е/м ²	3,0	4,6	5,1	4,4	2,5	1,4	1,5	1,9	1,8	1,8	1,8	1,6
Q_{0-500}	1,3	1,8	2,3	2,3	1,5	0,8	0,4	0,3	0,4	0,3	0,3	0,7
$Q_{500-3500}$. . .	0,6	1,4	1,8	1,9	1,4	1,4	1,8	1,2	0,8	0,8	0,5	0,1
$Q_{3500-6000}$. . .	0,6	0,4	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,4	0,4
Число случаев	15	27	54	47	45	54	59	37	40	19	24	15
Киев												
V_{6000} кв	213	192	255	300	265	227	273	361	369	416	565	432
Q_{0-6000} э.с.е/м ²	4,7	4,0	3,8	3,9	3,8	3,6	3,7	3,6	3,4	4,2	5,5	5,6
Q_{0-500}	1,0	1,1	0,7	0,5	0,7	0,6	0,6	-0,2	-0,8	-0,4	-0,5	-0,1
$Q_{500-3500}$. . .	5,4	6,1	3,8	2,9	3,2	2,9	3,1	3,3	1,9	1,4	1,8	2,6
$Q_{3500-6000}$. . .	-0,5	0,1	0,4	-0,1	-0,3	0,1	0,6	1,3	1,1	0,9	1,4	0,0
Число случаев	6	15	17	19	9	13	25	7	17	24	3	8
Ташкент												
V_{6000} кв	188	167	159	181	265	306	275	171	131	144	171	181
Q_{0-6000} э.с.е/м ²	3,0	2,6	2,2	2,2	2,0	1,5	1,9	2,0	1,8	2,0	2,9	3,3
Q_{0-500}	1,9	1,1	0,1	0,1	-0,2	-0,5	-0,2	0,4	0,4	0,4	1,1	2,0
$Q_{500-3500}$. . .	1,3	1,6	1,9	1,8	1,9	2,0	1,8	1,5	1,4	1,4	1,4	1,3
$Q_{3500-6000}$. . .	-0,3	-0,3	0,0	0,1	0,5	0,6	0,5	0,1	0,0	0,0	0,1	-0,1
Число случаев	21	11	19	20	19	46	24	13	40	23	12	25
По всем дням												
Ленинград												
V_{6000} кв	197	206	148	83	119	153	233	289	267	204	127	118
Q_{0-6000} э.с.е/м ²	1,7	3,7	4,0	2,8	1,8	2,0	1,6	1,0	0,5	0,4	0,7	1,0
Q_{0-500}	0,4	0,8	1,2	1,1	1,0	0,8	0,4	-0,2	-0,5	-0,2	0,2	0,3
$Q_{500-3500}$. . .	1,3	2,0	2,1	1,8	1,5	1,3	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,1
$Q_{3500-6000}$. . .	-0,3	0,2	0,0	0,3	0,2	0,3	0,1	0,2	0,1	0,0	0,1	-0,4
Число случаев	79	116	134	124	121	139	140	106	130	152	105	136
Киев												
V_{6000} кв	192	215	145	86	185	231	176	176	180	196	185	172
Q_{0-6000} э.с.е/м ²	2,4	2,8	2,8	2,8	3,1	3,3	3,9	4,1	4,1	5,6	5,0	2,9
Q_{0-500}	0,2	0,5	0,1	-0,1	0,6	0,8	0,7	0,3	0,2	0,1	-0,3	-0,3
$Q_{500-3500}$. . .	2,5	2,5	2,7	2,8	2,4	2,6	2,9	2,6	1,9	2,6	3,3	2,9
$Q_{3500-6000}$. . .	-0,4	-0,1	-0,3	-0,7	-0,4	-0,1	0,4	1,2	0,7	-0,5	-1,0	-0,7
Число случаев	63	58	64	70	48	58	44	18	43	61	61	78

	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь
Ташкент												
V_{6000} кв	409	454	427	253	192	281	274	164	224	379	504	463
Q_{0-6000} э.с.е/м ²	1,0	0,0	-1,2	0,1	1,7	2,0	2,4	2,0	1,7	1,1	-0,4	0,0
Q_{0-500}	1,2	1,0	0,6	0,3	0,0	-0,4	-0,2	0,4	0,5	0,5	0,9	1,2
$Q_{500-3500}$	1,0	0,5	0,1	1,2	2,2	2,0	1,8	1,4	1,5	1,5	0,9	0,7
$Q_{3500-6000}$	0,1	0,4	0,4	0,2	0,3	0,7	0,6	0,1	0,2	0,4	-0,1	-0,3
Число случаев	77	69	83	63	43	63	35	16	47	51	45	111

(май—сентябрь) и зимы (ноябрь—март). Оказалось, что профили третьей группы характерны в основном только для лета, зимой они наблюдаются редко, как правило, в дни после исчезнувшей облачности. Особенно большое различие между зимними и летними профилями наблюдается в Ташкенте, где по профилям первой, второй групп и по профилям третьей группы значения напряженности поля зимой ниже, чем летом. Максимум летом расположен выше, чем зимой. То же можно сказать о профилях третьей группы для Ленинграда, правда, здесь такого резкого отличия между зимними и летними профилями нет. Для Киева получилась картина обратная, а отличие между зимними и летними профилями значительное. Различие в расположении максимумов летом и зимой обуславливается, очевидно, различиями в турбулентном режиме. Так как летом турбулентность больше развита, чем зимой, то и максимум поля летом расположен выше. Чем обусловлены особенности, полученные в Киеве, трудно объяснить. Может быть, это связано с небольшим количеством подъемов. Для профилей первой, второй групп значения электрического поля у земли зимой выше, чем летом. Судя по графикам, зимой объемный заряд лежит в более тонком слое у земли.

Закключение

В результате проведенного анализа установлено, что основная часть электрического заряда атмосферы сосредоточена в слое 500—3500 м, с этим же слоем связаны наибольшие годовые изменения заряда. Годовой ход объемных зарядов вблизи поверхности земли в слое 0—500 м может быть даже противоположен ходу объемных зарядов в более высоких слоях. Этим обстоятельством, очевидно, объясняется отсутствие подобия годового хода напряженности поля и объемных зарядов вблизи поверхности земли.

Годовой ход заряда единичного столба воздуха, характеризующий обмен зарядами между землей и атмосферой в целом, показывает, что этот обмен весьма интенсивен и величина изменения этого заряда достаточна, чтобы объяснить наблюдаемые годовые вариации градиента потенциала. Однако из-за отсутствия аналогичных данных для земного шара в целом необходимое осреднение по поверхности земного шара сделать невозможно, что в свою очередь не дает возможности найти фазовые соотношения, позволяющие выявить источник годовых вариаций поля. Желательно увеличить числа зондирующих станций, а также уточнить годовые ходы атмосферно-электрических характеристик по данным большего числа лет с тем, чтобы устранить влияние особенностей отдельных лет.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лободин Т. В. Некоторые результаты исследований электрического поля над океанами. Труды ГГО, вып. 97, 1960.
2. Имянитов И. М., Чубарина Е. В. Некоторые результаты исследования электрического поля атмосферы с помощью самолетов и современные воззрения на его происхождение. Мат-лы конференции по итогам МГГ (1960) и метеорологического изучения Антарктиды (1959). Гидрометеиздат, М., 1961.
3. Пармонов Н. А. О годовом ходе градиента атмосферно-электрического потенциала. ДАН СССР, т. LXXI, № 1, 1950.
4. Имянитов И. М., Лободин Т. В. Исследование электрической структуры ливневых и грозовых облаков. Труды ГГО, вып. 136, 1962.
5. Имянитов И. М., Чубарина Е. В. Ход напряженности электрического поля в атмосфере с высотой в ясные дни. Труды ГГО, вып. 110, 1960.
6. Имянитов И. М., Чубарина Е. В. Электрическая структура недождящих слоистых облаков нижнего яруса. Труды ГГО, вып. 136, 1962.
7. Махоткин Л. Г., Сушинский Б. Л. Плотность объемного заряда в Сестрорецке. Труды ГГО, вып. 110, 1960.
8. Оболенский В. Н. Курс метеорологии. ч. II, Гидрометеиздат, Свердловск, 1944.
9. Герасименко В. И. К вопросу о причинах унитарной вариации электрического поля атмосферы. Уч. зап. Лен. высш. инж. мор. училища им. адм. Макарова, вып. 10, 1958.
10. Салувер Т. А. Суточный ход площади освещенной части суши. (См. настоящий выпуск).
11. Кондратьев К. Я. Радиационный баланс земли как планеты. Метеорология и гидрология, № 1, 1962.
12. Wilson CTR. Investigations on Lightning Discharges and on the Electric Field of Thunderstorms. J. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, ser. A, vol. 221, 1921.
13. Whipple F. J. N. and Scrase F. J. Point discharge in the electric field of the earth. An analysis of continuous records obtained at Kew Observatory. Geophys. Memoires (Met. office, London) vol. 7, N 68, 1936.
14. Gish O. H. and Wait G. H. Thunderstorms and the earth's general electrification. J. Geophys. Research, vol. 55, 1950.
15. Stergis C. G., Rein G. C., Kangas T. Electric field measurements above thunderstorms. J. of Atmospheric and Terrestrial Physics vol. 11, N 2, 1957.
16. Krumm H. C. Der weltzeitliche Tagesgang der Gewitterhaftigkeit. Zs. für Geophysik, vol. 28, N 2, 1962.

СВЯЗЬ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ АТМОСФЕРЫ С ЯДРАМИ КОНДЕНСАЦИИ¹

Приводятся сопоставления между распределением по высоте напряженности электрического поля и ядер конденсации в атмосфере. Отмечено большое подобие кривых хода электрического поля и изменения концентрации ядер конденсации с высотой. Коэффициент корреляции между ними $\sim 90\%$. Совпадение по величине теоретически рассчитанного (A) и полученного экспериментально ($A' = \frac{E}{Z}$) коэффициентов пропорциональности между электрическим полем (E) и концентрацией ядер конденсации Z ($E = \left(\frac{i\beta}{ekq}\right) Z$, $E = AZ$, $A = \frac{i\beta}{ekq}$) указывает на то, что изменение концентрации ядер конденсации действует на изменение проводимости воздуха и, таким образом, на изменение электрического поля. В статье сделана попытка оценить средние размеры ядер конденсации.

Влияние запыленности воздуха на электрические характеристики атмосферы было замечено еще десятки лет назад. Изменение содержания аэрозолей (в частности, ядер конденсации) вызывает прежде всего изменение проводимости воздуха λ , которая связана с концентрацией легких ионов n соотношением

$$\lambda = ekn, \quad (1)$$

где e — величина элементарного заряда ($4,8 \cdot 10^{-10}$ э. с. е.); k — средняя подвижность легких ионов ($1 \text{ см}^2 \text{ в}^{-1} \text{ сек.}^{-1}$).

Обычно в нижних слоях атмосферы можно пренебречь рекомбинацией легких ионов.

Тогда

$$n = \frac{q}{4\pi D (r'Z + rN)}, \quad (2)$$

где в среднем интенсивность ионообразования $q \approx 10$; $D \approx 3 \cdot 10^{-2}$ — коэффициент диффузии, r' , Z — соответственно средний эффективный радиус и концентрация всех ядер; r и N — средний радиус и концентрация капель.

При отсутствии облаков $N=0$,

$$n = \frac{q}{(4\pi Dr')Z} = \frac{q}{\beta Z}, \quad (3)$$

где коэффициент $\beta = 4\pi Dr'$ по данным специальных измерений, проводившихся эпизодически в небольшом числе пунктов, имеет значение порядка $4 \cdot 10^{-6}$.

¹ Результаты наблюдений за ядрами конденсации предоставлены автору Е. С. Селезневой.

Известно, что вертикальный ток проводимости $i = E\lambda$ в ненарушенных условиях обычно мало отличается от среднего значения, принимаемого равным 10^{-6} э. с. е. см⁻² сек.⁻¹. Изменение проводимости λ при неизменном значении i должно вызвать изменение напряженности электрического поля E , зависящей в этом случае, согласно (1) и (3), от концентрации ядер Z ,

$$E = \left(\frac{i\beta}{ekq} \right) Z. \quad (4)$$

При указанных выше средних значениях отдельных параметров коэффициент A , связывающий E и Z , вычисляется по формуле

$$A = \left(\frac{i\beta}{ekq} \right) = \frac{E}{Z} \quad (5)$$

и равен $\sim 3 \cdot 10^{-6}$. Независимо от этой оценки, значение A можно вычислить по данным одновременных измерений E и Z .

При самолетных зондированиях атмосферы одновременно с регистрацией напряженности поля измерялась концентрация ядер конденсации Z' . Результаты наблюдений за ядрами конденсации с помощью счетчика Шольца [2], проводившихся под руководством А. Л. Дергача и Е. С. Селезневой, опубликованы в статьях [3, 4, 5]. Аналогичные материалы приводятся в статье [6]. В методике наблюдений и обработки данных имелись некоторые различия: средняя напряженность поля определялась для каждого стометрового слоя, тогда как ядра конденсации на высотах до 1 км измерялись через 250 м, а выше 1 км — через 500 м. Эти отличия должны сказаться главным образом на форме кривых, характеризующих вертикальное распределение E и Z' .

Для вычисления коэффициента $A' = \left(\frac{E}{Z'} \right)$ были использованы данные измерений E и Z' , полученные во время 25 подъемов, причем значения A' вычислялись только до высоты 2,5 км. На больших высотах вследствие значительного уменьшения концентрации аэрозолей существенную роль играет рекомбинация ионов, не учитываемая при выводе формулы (5). Легко обойти это ограничение, частично видоизменяя методику обработки. Действительно, при достаточно больших Z , согласно (5), $E \approx AZ$, тогда как при очень малых Z с учетом рекомбинации

$$EC \approx \left(\frac{A}{2} \right) Z,$$

где C — некоторый коэффициент.

Нецелесообразность определения величины A для значительных высот (больше 2,5 км) связано с погрешностями измерений (которые должны заметно влиять на результат при малых значениях E , Z).

Таблица 1

$A' \cdot 10^6$	0—1	1,1—2	2,1—3	3,1—4	4,1—5	5,1—6	6,1—7	7,1—8
Число случаев	19	27	25	14	12	5	10	3
Повторяемость, %	15	21,5	20	11	9,5	4	8	2,5
$A' \cdot 10^6$	8,1—9	9,1—10	10,1—11	11,1—12	12,1—13	13,1—14	14,1—15	>15
Число случаев	1	1	1	2			1	1
Повторяемость, %	1	1	1	1,5			1	1

В табл. 1 представлено распределение различных значений коэффициента A' (для высот меньше 2,5 км). При подсчете повторяемости

в процентах были исключены встречающиеся изредка аномальные (отрицательные) значения A' . В среднем коэффициент $A' \approx 3 \cdot 10^{-6}$, т. е. в пределах возможных ошибок совпадает по величине с указанным выше значением коэффициента A . Из полученного экспериментально соотношения $A' = A$, учитывая, что по определению $A' = \frac{E}{Z'}$, $A = \frac{E}{Z}$, вытекает приближенное равенство $Z' = Z$. Следовательно, весьма вероятно, что все аэрозольные частицы являются ядрами конденсации. При анализе типа распределения значений какой-нибудь существенно положительной величины удобно воспользоваться сначала логарифмически нормальной сеткой [7]. По данным, приведенным в табл. 1, был построен график зависимости $P(L)$ от L (рис. 1), где $P(L)$ — вероятность того,

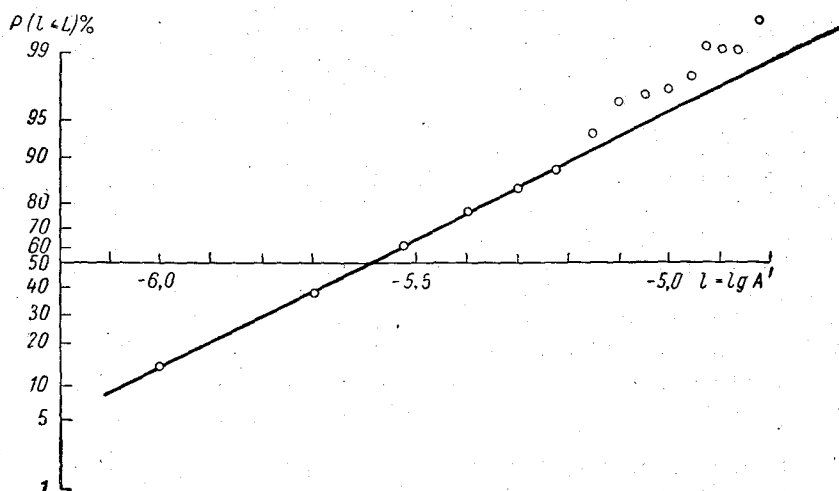


Рис. 1. График, характеризующий повторяемость P средних значений коэффициента A , не превышающих выбранной величины. Точки получены по экспериментальным данным.

что $l \leq L$, применяя здесь обозначение $l = \lg A'$. Как видно из этого рисунка, при выбранных шкалах экспериментальные точки располагаются вдоль прямой линии со сравнительно небольшим разбросом. Это показывает, что распределение значений коэффициента A' вполне удовлетворительно описывается логарифмически нормальным законом, который используется особенно часто для характеристики распределения частиц по размерам (например, облачных капель, зерен эмульсий, ряда искусственных аэрозолей). В связи с расчетом, сделанным А. Н. Колмогоровым для специального случая (распределения размеров частиц, получаемых в результате дробления), в одной из последних книг [8] встречается неточное название «закон Колмогорова». Рассматриваемый случай тесно связан с распределением частиц по размерам, так как, подставляя в формулу (5) значение $\beta = 4\pi Dr'$, используя соотношение Эйнштейна $\left(\frac{K}{q}\right) = \left(\frac{e}{KT}\right)$ и численные значения физических постоянных, получим (при $T = 300^\circ$):

$$A = \left(\frac{4\pi iKT}{qe^2}\right) r' = \left(2,3 \cdot 10^6 \frac{i}{q}\right) r', \quad (6)$$

где K — постоянная Больцмана; T — абсолютная температура.

При указанных выше средних значениях i и q можно округленно написать

$$r' = 4A. \quad (7)$$

В отличие от обычно рассматриваемого распределения отдельных значений r' в данной пробе, полученные здесь результаты (табл. 1) характеризуют повторяемость средних значений r' для различных проб (измерений). Оценка повторяемости (в процентах к общему числу измерений) различных средних значений r' (в микронах) на основании рис. 1 и соотношения (7) дается в табл. 2. Несмотря на грубо ориентировочный характер, эти данные представляют интерес из-за отсутствия в большинстве случаев каких-либо сведений о средних размерах аэрозольных частиц в естественных условиях.

Таблица 2

$r'_{\text{ср}}, \text{ мк}$	$<0,05$	$0,05-0,1$	$0,1-0,2$	$0,2-0,3$	$0,3-0,4$	$0,4-0,5$	$>0,5$
Повторяемость, %	20	30	30	10	5	2	3

Отметим, что результаты специальных атмосферно-электрических измерений, посвященных исследованию спектра ионов, уже использовались для характеристики размеров отдельных фракций аэрозолей, восполняя пробелы в наблюдениях, сделанных другими методами [9].

Специфической особенностью использованных здесь данных самолетного зондирования (по элементам E и Z') является то, что, давая возможность оценить при отсутствии облаков средние размеры аэрозольных частиц, эти данные недостаточны для определения средних зарядов частиц. Однако даже ограниченные сведения относительно отдельных деталей, относящихся к распределению зарядов частиц, представляют известный интерес.

По вертикальным профилям напряженности поля $E(h)$, полученным при самолетном зондировании, регулярно вычислялись средние плотности объемного заряда $\rho(h)$ на различных высотах h . Эти данные можно использовать для оценки величины среднего избыточного заряда на

одно ядро $\theta = \left[\frac{\rho(h)}{Z'(h)} \right]$. Значения θ определяется более или менее точно в тех случаях, когда числитель и знаменатель дроби достаточно велики (практически для высот до 2,5 км). Выше этого уровня начинают существенно сказываться ошибки измерений, поэтому вычислять θ нецелесообразно.

В результате сопоставления данных относительно ρ и Z' было найдено, что θ имеет порядок $10^{-11}-10^{-12}$ э. с. е/ядро. Следовательно, наблюдаемые объемные заряды, с которыми связано электрическое поле атмосферы, создаются незначительной частью ($1/100-1/1000$) общего количества аэрозольных частиц (ядер). Естественно поставить вопрос о существовании каких-либо признаков, по которым можно отличить частицы, ответственные за создание объемных зарядов, от множества всех остальных частиц. Нередко (но большей частью без достаточных оснований) различные по знаку заряды связывали с различными фракциями частиц по размерам. Если бы интересующие нас частицы отличались своими размерами, можно было бы ожидать, что величина θ заметно изменяется с высотой. Однако проведенные расчеты показали, что θ существенно не изменяется до высот 2—2,5 км. Уже давно было установлено, что естественные радиоактивные частицы имеют преимущественно положительный заряд. Они должны, следовательно, участвовать в создании объемного заряда атмосферы, но как велик их вклад,

в настоящее время оценить трудно. Полученные здесь оценки не противоречат предположению, что радиоактивные частицы могут играть существенную роль в данном вопросе.

В заключение остановимся на вертикальных профилях электрического поля $E(h)$ и концентрации ядер конденсации $Z'(h)$. Часто встречаются профили первой группы [10] (примерно 35% всех случаев), когда электрическое поле $E(h)$ экспоненциально убывает с высотой h

$$E = E_0 e^{-ah}. \quad (8)$$

Коэффициент $a \approx 1 \text{ км}^{-1}$ при $h < (2-2,5 \text{ км})$; на высотах больше

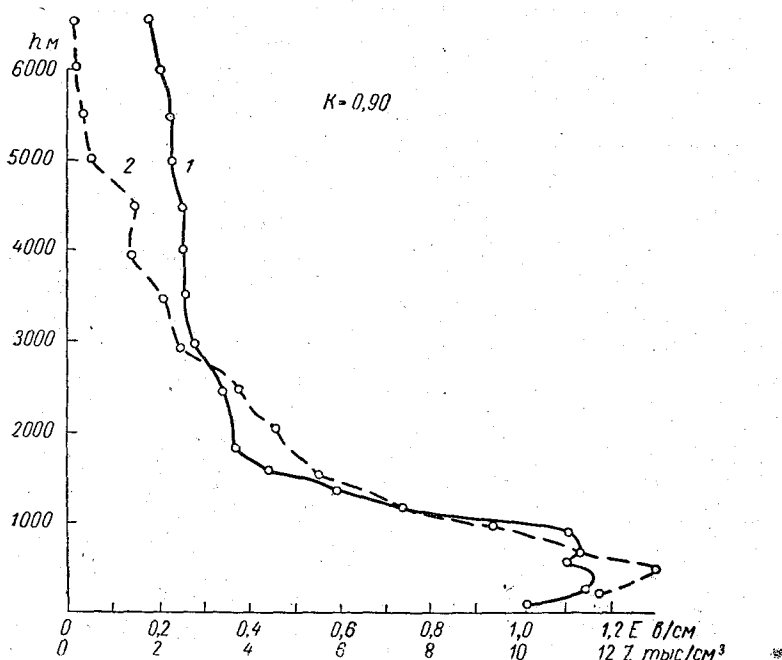


Рис. 2. Средние профили напряженности электрического поля (1) и концентрации ядер конденсации (2), полученные в Ленинграде по результатам 27 подъемов в июле 1959 г.

2,5 км $a \approx (0,4-0,5)$. В среднем концентрация ядер $Z'(h)$ с высотой часто убывает также по экспоненциальному закону [3, 4, 5].

$$Z' = Z_0 e^{-\frac{1}{H}h}. \quad (9)$$

Значение коэффициента $\left| \frac{1}{H} \right|$ меняется в зависимости от пункта наблюдений от 0,4 до 1,06, а также, как правило, различно для высот до 3 км и больше; весь профиль может быть удовлетворительно описан суммой двух экспонентов. Интересно отметить, что по результатам многих исследований, проведенных в ясную погоду, частицы распределены в атмосфере слоями [11]. Очевидно, это обусловлено ярусным характером конвективных движений, отмеченным А. А. Скворцовым [12], Н. И. Вульфсоном [13] и др. Наряду с рассмотренными выше монотонными профилями $E(h)$ не менее часто (примерно в 40% всех случаев) встречаются профили третьей группы, для которых характерно наличие максимума E на некоторой высоте. На рис. 2 приведены кривые распределения по высоте напряженности электрического поля и концентрации

ядер конденсации, построенные по данным, полученным при 27 подъемах, сделанных в июле 1959 г. Подобие кривых вертикального распределения $E(h)$ и $Z'(h)$ проявляется не только по осредненным данным, но и по данным для отдельных подъемов (рис. 3). На графиках,

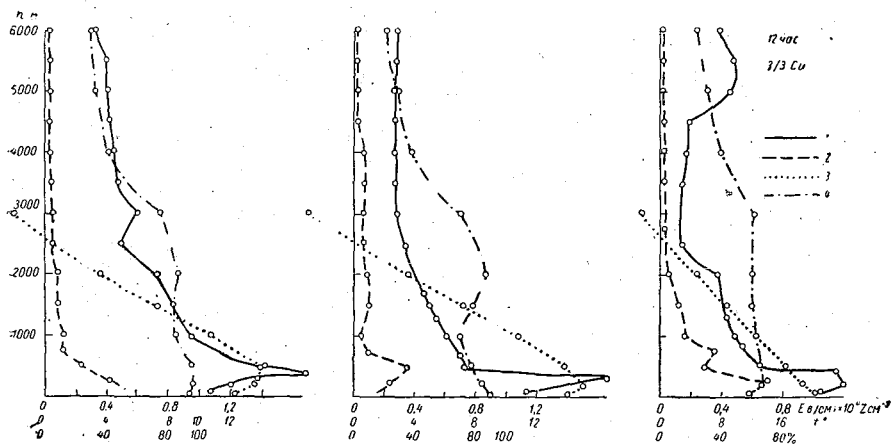


Рис. 3 а. Изменение с высотой напряженности электрического поля E (1), концентрации ядер конденсации Z (2), температуры t° (3), относительной влажности в процентах (4) по данным измерений 16/VII 1959 г.

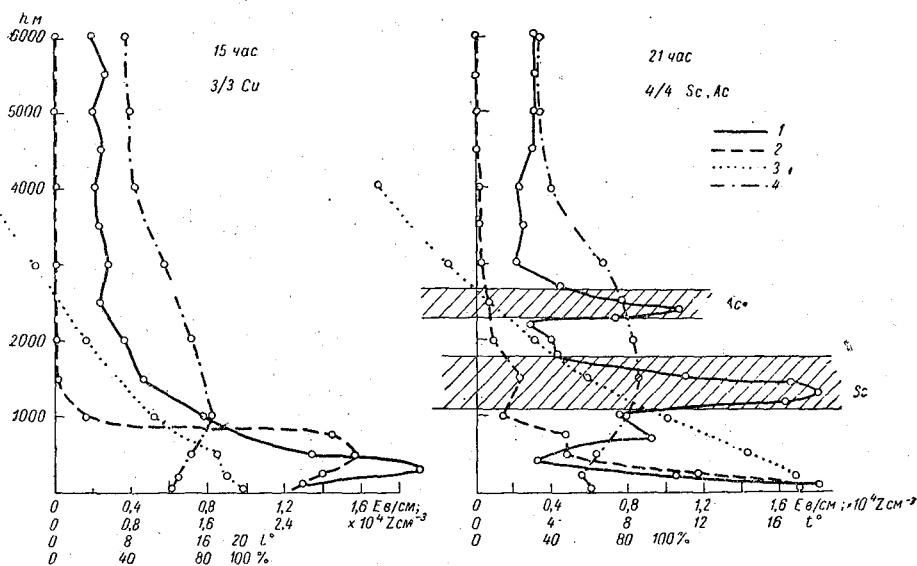


Рис. 3 б. Изменение с высотой напряженности электрического поля E (1), концентрации ядер конденсации Z (2), температуры t° (3), относительной влажности в процентах (4) по данным измерений 16/VII 1959 г.

представленных на рис. 3, показано распределение по высоте напряженности электрического поля, концентрации ядер конденсации, температуры и относительной влажности в различное время суток для отдельных дней (16 и 18/VII) 1959 г. Несмотря на указанные выше различия в методике проведения наблюдений, кривые $E(h)$ и $Z'(h)$ в большинстве случаев похожи друг на друга.

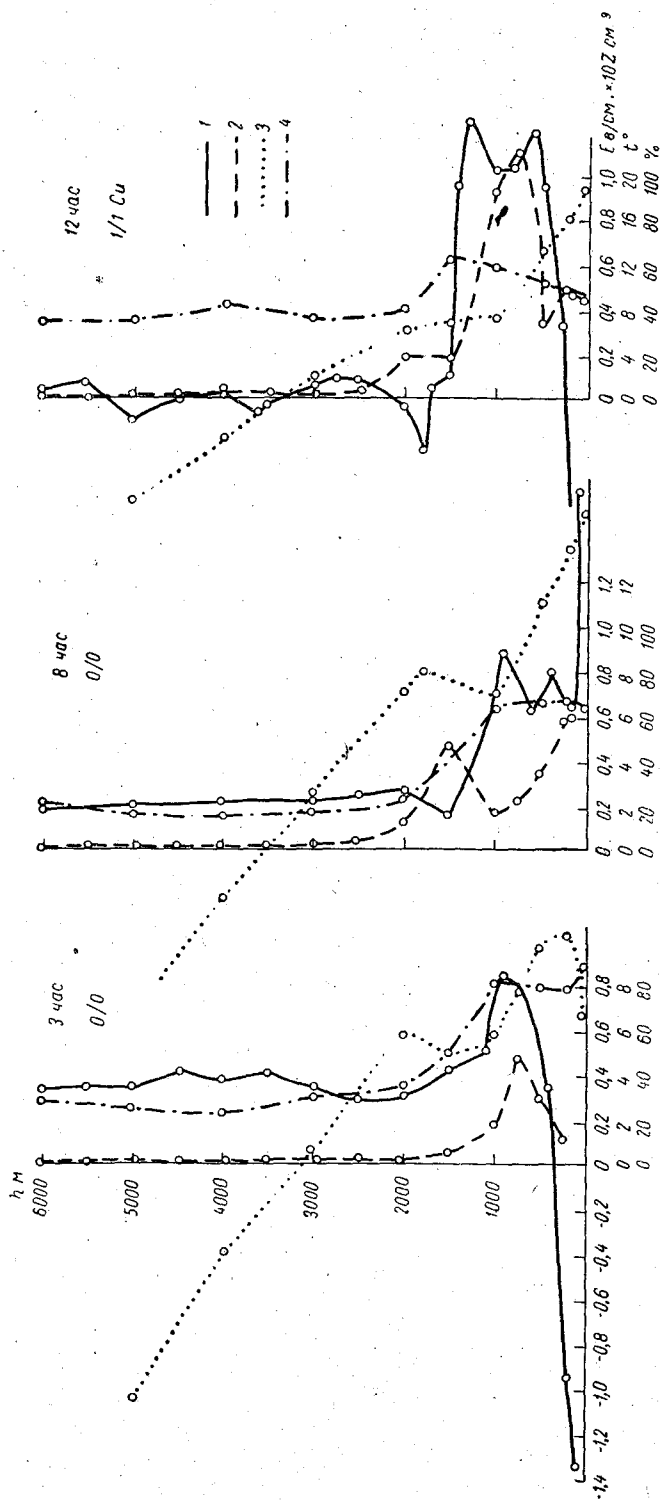


Рис. 3 в. Изменение с высотой напряженности электрического поля E (1), концентрации ядер конденсации Z (2), температуры t° (3), относительной влажности в процентах (4) по данным измерений 18/VII 1959 г.

Отметим, что почти для всех приведенных профилей электрического поля характерен максимум на высоте порядка 500—700 км. Подобный максимум приблизительно на тех же высотах наблюдается и в профилях ядер конденсации. Как правило, в утренние часы наблюдалась довольно сильная температурная инверсия, около границы которой $E(h)$ и $Z'(h)$ имели максимальные значения. К восьми часам утра инверсия ослабевала, переходила в изотермию или даже совсем исчезала, но общий характер кривых $E(h)$ и $Z'(h)$ с максимумом на некоторой высоте, как правило, сохранялся. Вероятно, максимум в распределении ядер конденсации сохраняется после исчезновения задерживающего

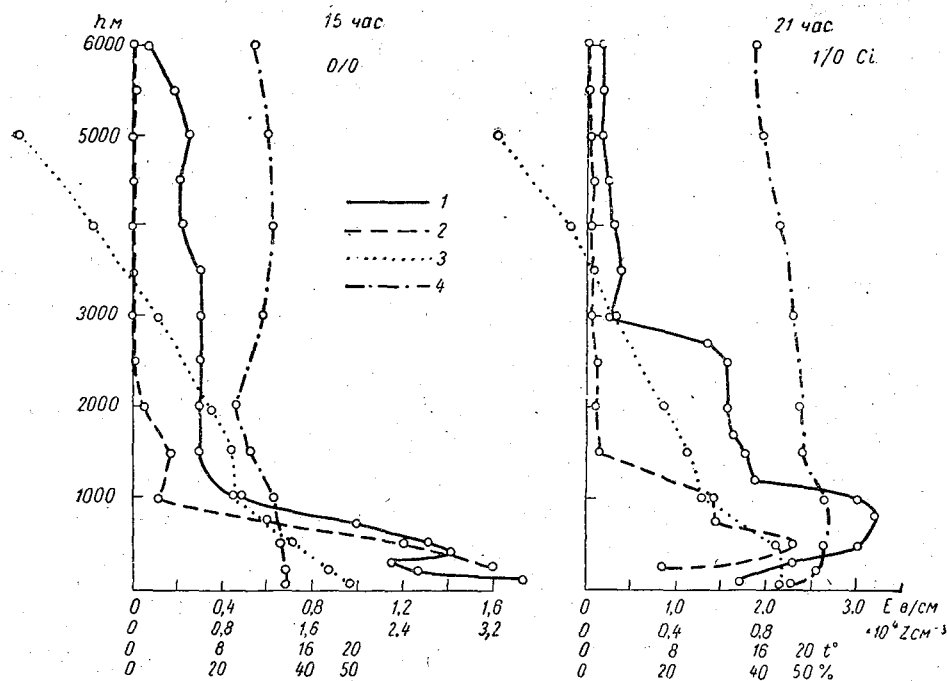


Рис. 3 г. Изменение с высотой напряженности электрического поля E (1), концентрации ядер конденсации Z (2), температуры t° (3), относительной влажности в процентах (4) по данным измерений 18/VII 1959 г.

слоя, связанного с инверсией, вследствие того, что развивающаяся турбулентность не только размывает слой скопления аэрозолей, но и «подпитывает» его за счет новых порций пыли, приносимых от поверхности земли и других источников загрязнений. В дневные часы величина максимума, как правило, бывает наименьшей, хотя общее число ядер конденсации в атмосфере может возрастать. К вечеру турбулентные движения в атмосфере затихают; пыль, распространившаяся на большую толщу, начинает оседать и концентрация ядер конденсации в приземном слое возрастает. В это время иногда начинает формироваться задерживающий слой (рис. 3 г—21 час) и на высоте, соответствующей точке излома температурной кривой, наблюдается резкое изменение концентрации ядер. Надо отметить, что профиль ядер конденсации изменяется в течение суток более резко по сравнению с профилем напряженности электрического поля. По-видимому, кривые суточного хода E и Z' на различных высотах согласуются между собой хуже, чем соответствующие вертикальные профили, но таких сравнений сделано слишком мало.

Выводы

1. Установлено наличие тесной связи между распределением по высоте ядер конденсации и напряженности электрического поля атмосферы. В тех случаях, когда наблюдается экспоненциальное убывание напряженности поля и концентрации ядер, коэффициенты, стоящие в показателе степени соответствующих формул, близки между собой по величине.

2. Совпадение средних значений коэффициентов A и A' , полученных совершенно различными методами, подтверждает, что связь между напряженностью поля и концентрацией ядер конденсации объясняется изменением проводимости воздуха. Это дало возможность оценить средние размеры ядер.

3. На распределение по высоте ядер конденсации и напряженность электрического поля существенно влияет состояние атмосферы, в частности, наличие инверсий и связанных с ними задерживающих слоев.

ЛИТЕРАТУРА

1. Махоткин Л. Г., Соловьев В. А. Электрические характеристики атмосферы при туманах. Труды ГГО, вып. 97, 1960.
2. Александров Н. Н., Петренчук О. П. Методика измерения ядер конденсации в свободной атмосфере при самолетных зондированиях. Труды ГГО, вып. 93, 1959.
3. Дергач А. Л. Предварительные результаты наблюдений за атмосферными ядрами конденсации за период МГГ. Труды ГГО, вып. 105, 1960.
4. Селезнева Е. С., Юдин М. И. О закономерности вертикального распределения ядер конденсации в атмосфере. Труды ГГО, вып. 105, 1960.
5. Селезнева Е. С. Результаты наблюдений за атмосферными ядрами конденсации в период МГГ и МГС. Мат-лы конференций по итогам МГГ (1960) и метеорологического изучения Антарктиды (1959). Гидрометеиздат, М., 1961.
6. Фукс Н. А. Механика аэрозолей. Изд. АН СССР, М., 1955.
7. Тверской П. Н. Курс метеорологии. Гидрометеиздат, Л., 1962.
8. Махонько К. П. О характере спектра размеров частиц радиоактивной пыли естественного происхождения. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 1, 1963.
9. Имянитов И. М., Чубарина Е. В. Ход напряженности электрического поля в атмосфере с высотой в ясные дни. Труды ГГО, вып. 110, 1960.
10. Лактионов А. Г. Распределение частиц аэрозоля в свободной атмосфере. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 3, 1958.
11. Скворцов А. А. О тепловой конвекции и обмене в приземном слое атмосферы. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 6, 1951.
12. Вульфсон Н. И. Метод изучения конвективных движений в свободной атмосфере. Изв. АН СССР, сер. геофиз., т. 91, № 2, 1953.
13. Dreisbach K. Die vertikall Verteilung der groben kern in der unteren Troposphore und ihr Zusammenhang mit dem elektrischen Potentialgefälle Archiv für Meteorologie und Geophysik Bioklimat. T. 9, N 1, 1956.

ИССЛЕДОВАНИЕ СВЯЗИ УНИТАРНОГО ВЕРТИКАЛЬНОГО ТОКА ПРОВОДИМОСТИ С ГРОЗОВОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬЮ ДЛЯ ВСЕЙ ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ

Исследована связь унитарного вертикального тока проводимости с грозовой деятельностью для всей поверхности Земли. Эта связь оказалась достаточно тесной, что дает основание рассматривать унитарный вертикальный ток проводимости как меру грозовой деятельности для всей поверхности Земли.

Вертикальный ток проводимости атмосферы можно представить в виде суммы двух компонентов, один из которых изменяется по гринвичскому времени, и его изменения называют унитарной вариацией. Другой компонент изменяется по местному времени и его изменения называют локальной вариацией.

Унитарная вариация вертикального тока проводимости вызывается общей для всей Земли причиной. Большинство исследователей считает, что она вызывается грозовой деятельностью. Впервые эту мысль высказал Вильсон [1].

Уиппл [2] сопоставил суточный ход градиента потенциала, наблюдаемый над океанами [3], где выступают преимущественно унитарные вариации как градиента потенциала, так и вертикального тока проводимости, с суточным ходом грозовой активности для всей поверхности Земли. При этом обнаружено хорошее совпадение сопоставляемых кривых. Для дальнейшего решения вопроса этой связи нужно было сравнить годовую унитарную вариацию вертикального тока проводимости и градиента потенциала с годовым ходом грозовой активности. В 1950 г. были опубликованы [4] данные по унитарному годовому ходу градиента потенциала. Сравнение унитарного годового хода градиента потенциала с годовым ходом грозовой активности, полученных Бруксом [5], Рамакришнаном [6], Круммом [7], показало, что кривые находятся в противофазе, что заставило дополнительно пересмотреть эту связь. Было обращено внимание на то, что в статистике Брукса [5] и других [6, 7] учитывается лишь число гроз на земном шаре. Рассматриваемая связь в конечном счете предполагает не число гроз, а приток заряда на Землю, обусловленный грозами, от которого зависит поверхностная плотность заряда земли, величина градиента потенциала и вертикального тока проводимости.

Естественно, что величина заряда, переносимая в канале молнии на Землю, зависит от физико-географических условий. По интенсивности и переносу заряда нельзя приравнять грозы в высоких и низких широтах, например грозы Мурманска и Бразилии.

Согласно статистике Брукса и других авторов, общее число гроз на земном шаре бывает больше летом (в северном полушарии), чем зимой, однако они преобладают в умеренных широтах, а зимой — в низких. В низких широтах грозы бывают более интенсивны и величина заряда, переносимая на землю в каналах молний, значительно больше, чем в умеренных широтах. Поэтому можно предположить, что максимум заряда, переносимого на Землю, будет приходиться не на лето, когда наблюдается максимум числа гроз, а на зиму, когда грозы особенно интенсивны.

Переносимый из грозовых облаков на поверхность Земли заряд заряжает ее и создает электрическое поле. Под действием этого поля в атмосфере течет ток проводимости. Таким образом, как градиент потенциала, так и вертикальный ток проводимости должны быть связаны с грозовой деятельностью.

Вертикальный ток проводимости

$$i = v' (\lambda^+ + \bar{\lambda}^-),$$

где $\lambda^+ + \bar{\lambda}^-$ — суммарная проводимость воздуха и v' — градиент потенциала.

При $\lambda^+ + \bar{\lambda}^-$ — постоянной величине связь грозовой деятельности должна быть одинаковой как с градиентом потенциала, так и с вертикальным током проводимости. Однако проводимость воздуха всегда и везде изменяется и притом по местному времени. Эти изменения проводимости воздуха вызывают локальные изменения градиента потенциала, которые затушевывают связь между грозовой активностью и градиентом потенциала. Изменения вертикального тока проводимости в меньшей степени подвержены местным влияниям и в нем более четко выступают унитарные изменения, с которыми связана грозовая активность, чем в градиенте потенциала. Поэтому из наблюдений за вертикальным током проводимости легче и точнее можно выделить унитарные изменения, чем из наблюдений за градиентом потенциала. В связи с этим целесообразно связывать грозовую активность с унитарным вертикальным током проводимости.

В настоящей работе поставлена задача исследовать степень связи между унитарным вертикальным током проводимости и грозовой активностью с учетом переноса заряда в каналах молний на всю поверхность Земли.

Рассмотрим эти связи по суточному, годовому и многолетнему ходу,

Методика подсчета и результаты

Перенос отрицательного заряда $Q_{j,l}$ на площадь земли $S_{j,l}$ определим следующей формулой:

$$Q_{j,l} = S_{j,l} n_{j,l}(\varphi) t(\varphi) m(\varphi) k(\varphi) q(\varphi), \quad (1)$$

где $n_{j,l}$ — число дней с грозой за год или за сезон; φ — географическая широта; t — продолжительность грозы в часах; m — число ударов молнии на 1 км^2 за 1 час; k — превышение отрицательных ударов молний над положительными в долях единицы; q — молниевый заряд, переносимый на землю,

Величины n , t , m , k , q явно зависят от географической широты, n не трудно найти на картах числа дней с грозой, t , m , k , q , согласно данным наблюдений и литературным источникам, аппроксимируем следующими формулами:

$$\begin{aligned}
 t &= t_0 e^{-a_1 \varphi^2} = 2,08 e^{-1,32 \varphi^2}, \\
 m &= m_0 e^{-a_2 \varphi^2} = 0,07 e^{-2,47 \varphi^2}, \\
 k &= k_0 e^{-a_3 \varphi^2} = 0,89 e^{-1,32 \varphi^2}, \\
 q &= q_0 e^{-a_4 \varphi^2} = 16,1 e^{-2,63 \varphi^2}.
 \end{aligned}
 \tag{2}$$

Здесь $\varphi = \frac{\varphi}{90}$.

Величины t_0 , k_0 , q_0 , a_1 , a_2 , a_3 , a_4 вычисляются по формуле (2) из отдельных значений t , k , q , полученных из материала наблюдений и литературных источников и приведенных в табл. 1, 2, 3. При этом следует отметить, что в таблицах приведены не все данные, а только те, которые

Таблица 1
Средняя продолжительность грозы

Станция	Средняя географическая широта для группы станций, град.	Средняя продолжительность грозы, часы	Период наблюдений, годы
Мурманск	64,47	1,15	1957—1961
Воейково			
Высокая Дубрава	53,13	1,34	1957—1961
Иркутск			
Киев	43,28	1,61	1957—1961
Одесса			
Душети			
Ташкент			

Таблица 2
Коэффициент k и отношение числа ударов молний на Землю положительной полярности к отрицательной

Место наблюдений	Географическая широта, град.	Величина отношения	k	Источник
Швеция	60	2,7	0,46	[10]
СССР	60	2,9	0,49	[8, 9]
Англия	56	3,2	0,52	[8, 9]
ФРГ	52	3,5	0,50	[8, 9]
Швейцария	50	5,8	0,70	[10]
Кавказ	47	6,0	0,71	[8, 9]
США	47	4,8	0,66	[8, 9]
ОАР	—	4,0	0,60	[8, 9]
Южная Африка	40	9,0	0,80	[10]
	30	Все отрицательные	1,00	[8]
	25	17,0	0,89	[10]

Таблица 3
Средняя величина заряда, переносимая на Землю при одном молниевом разряде

Место наблюдений	Географическая широта, град.	Заряд q к	Источник
Новая Мексика	32—35	12	[10]
Упсала	60	5	[11]

соответствуют естественным условиям и являются наиболее достоверными. В табл. 3 приведены средние величины полного тока в канале одной молнии, в литературных же источниках, кроме этой характеристики, встречаются и другие. Естественно, что этих данных недостаточно для точного определения всех параметров формул (2) и величины Q , однако они дают возможность определить их в первом приближении и получить количественную характеристику связи между Q и i_y (унитарным вертикальным током проводимости). Величины m_0 и a_2 вычисляли по формуле

$$m = m_0 e^{-a_2 \varphi^2}$$

и по значениям m , полученным с карты [12] распределения числа грозовых ударов молний на Землю.

После подстановки формул (2) в уравнение (1) получили выражение

$$Q_{j,l} = 2,09 S_{j,l} n_{j,l} e^{-7,58 \varphi^2} \quad (3)$$

Для суммирования $Q_{j,l}$ по всей поверхности Земли пользовались формулой

$$Q = 2,09 e^{-7,58 \varphi^2} \sum_j \sum_l S_{j,l} n_{j,l} \quad (4)$$

Суммирование производили по интервалам долгот с индексом j и интервалам широт с индексом l . Молниевый ток на Землю определяли по формуле

$$i_R = \frac{Q}{t}, \quad (5)$$

где t — время притока заряда Q за год или сезон, выраженное в секундах.

Суточный ход заряда Q , переносимого на всю поверхность Земли, определяли с помощью формулы [4] и карт распределения числа дней с грозой [13]. Для каждого элемента поверхности Земли, ограниченной 15° по долготе и 10° по широте, подсчитывали $Q_{j,l}$. Широтный индекс принимал значения от 1 до 18, долготный — от 1 до 24. Далее подсчитывали $Q_l = \sum_{j=1}^{18} Q_{j,l}$ для каждого интервала географической долготы, равного 15° , отдельно для континентов и океанов. Каждое значение Q_l для континентов и океанов разбивали на 24 часовых значения в соответствии со средним суточным ходом грозовой активности над ними. Раздельная статистика Q_l для континентов и океанов обусловлена заметным различием их суточного хода грозовой активности (табл. 4).

Суточный ход грозовой активности для континентов получен из данных 18 типичных станций различных широт, для океанов — из данных

Таблица 4
Среднегодовой суточный ход повторяемости гроз в долях единицы
для континентов (а) и океанов (б)

Часы	а	б	Часы	а	б	Часы	а	б	Часы	а	б
0—1	0,032	0,063	6—7	0,012	0,035	12—13	0,056	0,027	18—19	0,071	0,060
1—2	0,026	0,059	7—8	0,009	0,029	13—14	0,076	0,032	19—20	0,061	0,064
2—3	0,022	0,055	8—9	0,008	0,024	14—15	0,089	0,037	20—21	0,050	0,067
3—4	0,016	0,050	9—10	0,009	0,020	15—16	0,092	0,044	21—22	0,045	0,070
4—5	0,014	0,045	10—11	0,018	0,022	16—17	0,087	0,050	22—23	0,042	0,068
5—6	0,013	0,041	11—12	0,033	0,024	17—18	0,084	0,055	23—24	0,037	0,066

10 океанических станций различных широт. Для большинства континентальных станций суточные ходы грозовой активности заметно не различаются между собой. Поэтому при разбивке Q_i на 24 часовых значения пользовались одним средним суточным ходом грозовой активности (табл. 4). Суточные ходы грозовой активности для отдельных океанических станций несколько больше различаются между собой, но суточный ход грозовой активности, полученный из 8 типичных океанических станций, мало отличается от суточного хода, полученного из 10 станций. Таким образом, для океанов можно было воспользоваться также одним средним суточным ходом грозовой активности (табл. 4). Значения суточного хода повторяемости гроз для континентов и океанов расположили по гринвичскому времени и суммировали по каждому часу отдельно для континентов и океанов, а затем полученные данные снова суммировали вместе. Таким образом были найдены значения суточного хода Q (по гринвичскому времени), поступающего на всю поверхность Земли. Разделив каждое часовое значение Q на время, за которое Q поступало на Землю, равное одному году, выраженное в секундах, получили величины молниевоего тока i_R для каждого часа суток. Затем i_R выразили в процентах от i_R среднего. Более подробное и наглядное описание аналогичного метода обработки можно найти в работе [5].

Суточный ход плотности вертикального тока проводимости получен из наблюдений за градиентом потенциала и проводимостью воздуха над океанами [3, 14], где обнаруживаются преимущественно одни лишь унитарные вариации градиента потенциала и вертикального тока проводимости.

Нетрудно убедиться в том, что и суточный ход унитарного вертикального тока проводимости, текущий на всю поверхность Земли (I_y в %), будет совпадать с суточным ходом плотности унитарной вариации вертикального тока проводимости (i_y в %). Суточный ход I_y , текущий на всю поверхность Земли, можно записать формулой

$$I_y = \sum_j \sum_l S_{j,l} i_y, \quad (6)$$

где i_y — плотность унитарного вертикального тока проводимости, изменяющаяся по гринвичскому времени и имеющая одинаковую форму волны, т. е. имеет одинаковую амплитуду и период, что достаточно соответствует осредненным наблюдениям. На основании закона сложения одинаковых (по амплитуде и периоду) гармоник в результате суммирования выражения (6) получим ток с той же самой формой волны, относительной амплитудой и с тем же периодом, т. е.

$$I_y = A i_y.$$

Здесь $A = \sum_j \sum_l S_{j,l}$ соответствует постоянной величине, а это значит, что изменение плотности унитарного тока проводимости будет совпадать с относительным изменением тока проводимости, текущего на всю поверхность Земли.

Таким образом, полученные результаты приведены на рис. 1, из которого видно, что кривая суточного хода i_R хорошо совпадает с кривой i_y . Коэффициент корреляции между ними равен 0,96.

Сезонные значения i_R определялись с помощью уравнений (4), (5) и сезонных карт числа дней с грозой в году [13], а значения i_y по данным наблюдений над океанами [13, 14].

Сезонный ход i_R и i_y приведен на рис. 2, из которого видно, что они также хорошо совпадают между собой. Коэффициент корреляции между ними равен 0,90.

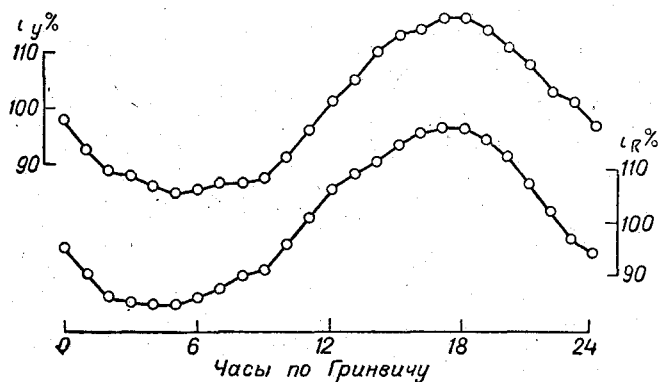


Рис. 1. Суточный ход унитарного вертикального тока проводимости и молниевое тока на всю поверхность Земли.

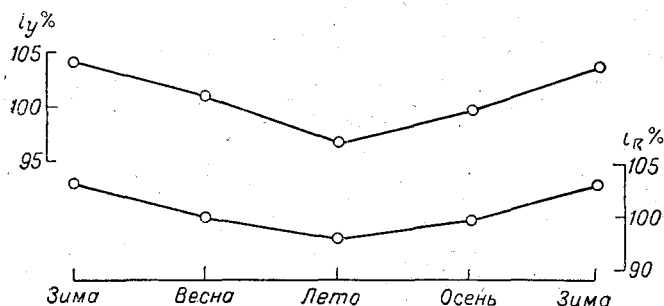


Рис. 2. Сезонный ход унитарного вертикального тока проводимости и молниевое тока на всю поверхность Земли.

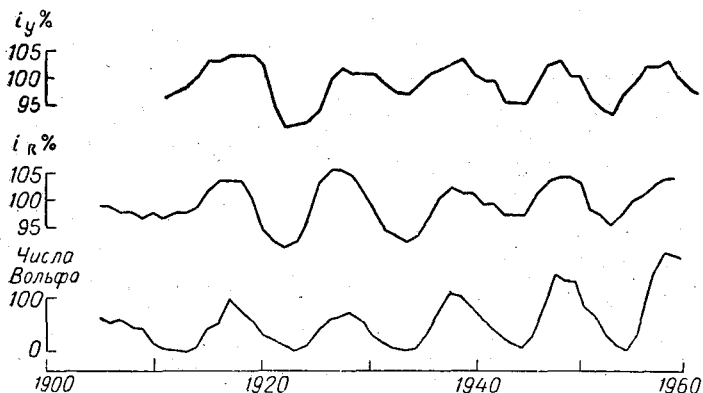


Рис. 3. Многолетний ход унитарного вертикального тока проводимости и молниевое тока на поверхности Земли.

Многолетний ход i_R получили из данных наблюдений за числом дней с грозой в году по 818 станциям СССР и обобщенных данных наблюдений за числом дней с грозой в году, полученных Бруксом [5]. Эти данные с помощью формул (4) и (5) приводились к i_R .

Средний многолетний ход i_y получили из данных одновременных наблюдений за градиентом потенциала и проводимостью воздуха на один-

надцати станциях: Ташкент, Слуцк, Воейково, Душети, Тбилиси, Потсдам, Кью, Аас, Эбро, Ватероо, Хуанкао. При этом было принято во внимание следующее: 1) отсутствие достаточных многолетних наблюдений за i над океанами, где проявляются преимущественно их унитарные вариации; 2) результаты работы [15], где показано, что в вариациях i большинства континентальных станций также выступают преимущественно их унитарные вариации, 3) локальные случайные отклонения Δi_n , связанные с метеорологическими и другими явлениями, будут убывать с увеличением числа используемых станций n по закону случайных отклонений ($\Delta i_n : \sqrt{n}$); 4) детальный анализ данных отдельных станций, который позволил забраковать данные, имеющие систематические ошибки.

Оценим отношение среднего локального изменения i к унитарному изменению, т. е. $\left(\frac{\Delta i_n}{\Delta i_y}\right)$. Среднюю величину такого отношения для отдельной станции из работы [16] можно оценить в 30%. Для 11 станций оно будет равняться

$$\left(\frac{\Delta i_n}{\Delta i_y}\right) = \frac{30}{100} \cdot \frac{1}{\sqrt{11}} \cong 0,09(9\%).$$

Все это дает основание считать, что многолетний ход средней величины i из 11 перечисленных станций связан преимущественно с многолетним изменением унитарного вертикального тока проводимости.

Полученный многолетний ход i_R и i_y приведен на рис. 3, из которого видно, что эти кривые хорошо совпадают между собой. Они также хорошо совпадают с многолетним ходом числа (Вольфа) солнечных пятен. Коэффициент корреляции между кривыми i_R и i_y равен 0,80.

Таким образом получена довольно тесная связь между i_R и i_y по суточному, годовому и многолетнему ходу, которая легко и естественно объясняется и дает основание рассматривать унитарный вертикальный ток проводимости как меру грозовой деятельности для всей поверхности Земли.

Выводы

1. Между унитарным вертикальным током проводимости и молниевым током на всю поверхность Земли существует тесная связь.
2. Унитарный вертикальный ток проводимости можно рассматривать как меру грозовой деятельности для всей поверхности Земли.

ЛИТЕРАТУРА

1. Wilson C. T. R. On the measurement of the earth-air current and on the origin of atmospheric electricity. Proc. Cambridge Philos. Soc., vol. 13, 1906.
2. Whipple F. J. W. On the association of the diurnal variation of electrical potential gradient in fine weather with the distribution of thunderstorms over the globe. Quart J. Roy. Met. Soc., 1929, vol. 55, N 229.
3. Mauchly S. I. Studies in atmospheric electricity based on observations made on the Carnegie 1915—1921. Reserch Depart. Terr. Magn. Carnegie Inst., vol. 5, 1926.
4. Парамонов Н. А. О годовом ходе градиента атмосферно-электрического потенциала. ДАН СССР, т. 71, № 1, 1960.
5. Brooks C. E. P. The distribution of thunderstorms over the Globe. Geophys. Mem., No. 3, 1921.

6. Ramakrishnan K. P. and Rao D. S. V. Distribution of thunderstorms over the World Indian Journ. Met. and Geoph., vol. 1, 1955.
7. Krumm H.-Ch. Der weltzeitliche Tagesgang der Gewitterhäufigkeit. Zeitschr. Geophys., Bd. 28, No. 2, 1962.
8. Тверской П. Н. Атмосферное электричество. Гидрометеиздат, Л., 1949.
9. Стекольников И. С. Физика молнии и грозозащита, Изд. АН СССР, М.—Л., 1943.
10. Нориндер Х. Исследование грозовых разрядов. Госэнергоиздат, М.—Л., 1956.
11. Brook M., Kitagawa N. and Workmann E. J. Quantitative study of strokes and continuing currents in lightning discharges to ground. Journ. Geophys. Res., vol. 67, No. 2, 1962.
12. Brooks C. E. P. Climate in everyday life. London, 1950.
13. World distribution of thunderstorm days. WMO Nr. 21 TP6 und, Gent 1953 und 1956.
14. Лободин Т. В. Некоторые результаты исследований электрического поля над океаном. Труды ГГО, вып. 97, 1960.
15. Brooks C. E. P. The variation of the annual frequency of thunderstorms in relation to sunspots. Quart. Journ. Roy. Met. Soc. vol. 60, 1934.
16. Парамонов Н. А. К вопросу выделения унитарных изменений элементов атмосферного электричества. Труды ГГО, вып. 110, 1960.

СУТОЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПЛОЩАДИ ОСВЕЩЕННОЙ ЧАСТИ СУШИ

Описывается приближенный метод оценки площади освещенной части поверхности суши для любого времени суток и года. Приведены результаты расчетов, сделанных с помощью этого метода по месяцам, что позволяет рассматривать не только суточный, но и годовой ход выбранной режимной характеристики. Полученные данные могут быть использованы, как указал впервые В. И. Герасименко [1], для выяснения причин возникновения унитарной вариации градиента потенциала электрического поля в атмосфере.

В. И. Герасименко заметил, что унитарные вариации каких-либо элементов (протекающие по мировому времени) могут быть вызваны только неоднородностью поверхности Земли, за исключением небольшой группы явлений, для которых определяющим фактором является несоответствие географической и магнитной осей [1, 2]. Неоднородности планетарного масштаба определяются в основном неравномерным распределением суши и океанов по поверхности Земли. При исследовании причин, вызывающих унитарную вариацию градиента потенциала электрического поля атмосферы, расчет изменения со временем освещенной площади суши представляет самостоятельный интерес независимо от конкретного механизма разделения зарядов. В частности, суточный ход общего числа гроз на Земле вызывается в конечном счете неоднородностью ее поверхности. По предположению Герасименко [1], заряды генерируются на освещенной поверхности океанов и возникают в результате испарения воды, однако имеющиеся экспериментальные данные не позволяют считать эту гипотезу обоснованной [3]. Не исключено, что процессы генерации зарядов могут быть связаны с сушей, являющейся основным источником естественной радиоактивности атмосферы. (К сожалению, до сих пор не оценена роль радиоактивного аэрозоля, имеющего по экспериментальным данным преимущественно положительный заряд.)

Отмечая отдельные недостатки работ, посвященных сопоставлению суточного хода различных элементов, следует подчеркнуть, что слишком поспешные и необоснованные выводы относительно механизма, вызывающего перераспределение зарядов между Землей и атмосферой, в конечном счете не играют такой роли, как излишняя схематизация данных, которая затрудняет поиски путей для дальнейших исследований. Например, сравнивая вообще суточный ход числа гроз, суточный ход градиента потенциала электрического поля атмосферы, суточный ход площади освещенной части суши и т. д., часто забывают, что они могут значительно изменяться в зависимости от сезона. По расчетам Кrumma [6],

в среднем для всей Земли максимум числа гроз (1880) приходится на 12—14 час. гринвичского времени, минимум — на 2—4 часа (1410) амплитуды — более чем в 2 раза (табл. 2) [6].

Таблица 1

Часы по гринвичскому времени	0—2	2—4	4—6	6—8	8—10	10—12
Число гроз	1480	1410	1590	1710	1740	1800
Часы по гринвичскому времени	12—14	14—16	16—18	18—20	20—22	22—24
Число гроз	1880	1850	1700	1670	1650	1600

Почти не зависят от сезона и сохраняются при осреднении (табл. 1) только фазы кривых суточного хода числа гроз, тогда как максимумы и минимумы в течение года изменяются примерно в 1,5 раза, а суточные амплитуды — более, чем в 2 раза (табл. 2) [6].

Таблица 2

Сезон	Зима (XII—II)	Весна (III—V)	Лето (VI—VIII)	Осень (IX—XI)
Максимум в суточном ходе	1560	1910	2300	1780
Минимум в суточном ходе	1190	1480	1580	1470
Суточная амплитуда	370	430	720	310

В отдельных случаях даже исходные оценки приобретают сезонный характер: например, различие между сушей и морем, резко выраженное в теплое время, стирается для ряда районов зимой. Герасименко [1] подсчитал изменения освещенной площади суши (или соответственно моря) только для периода равноденствий, не принимая во внимание состояние поверхности, т. е. ограничился минимумом, необходимым для получения предварительных выводов и доказательства важности подобных оценок.

Методика расчета площадей

Метод, использованный Герасименко, который определял по карте площади, занимаемые морем (сушей), в отдельных сферических двухугольниках [1], отличается простотой и точностью, но пригоден только для периода равноденствий, следовательно, не позволяет получить годовой ход каких-либо параметров суточных колебаний. Выбирая подходящую методику расчета искомых величин, следует учитывать ограниченную точность экспериментальных данных, превышение которой фактически ничего не дает. В данном случае удобно аппроксимировать области, занятые сушей, сферическими четырехугольниками, стороны которых образованы отрезками параллелей и меридианов. Не делая сколько-нибудь существенной ошибки, можно считать, что Земля имеет форму шара с радиусом R . Тогда площадь сферического четырехугольника (s_t), вершины которого расположены в точках пересечения меридианов λ_1 и λ_2 и параллелей φ_1 и φ_2 , определяется по формуле

$$s_t = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} R^2 \cos \varphi d\varphi d\lambda = R^2 (\lambda_2 - \lambda_1) (\sin \varphi_2 - \sin \varphi_1). \quad (1)$$

Если часть четырехугольника находится в области тени (s_d), то, кроме формул типа (1), нужно пользоваться следующим интегралом:

$$s_d = \int_{\lambda_1'}^{\lambda_2' \arctan \left(-\frac{\cos \lambda}{\operatorname{tg} \delta} \right)} \int_{\varphi_1} R^2 \cos \varphi d\varphi d\lambda. \quad (2)$$

В отличие от формулы (1), верхний предел по φ в формуле (2) выбран переменным и определяется соотношением, которое используется обычно для вычисления высоты солнца h по координатам точки и склонению солнца δ

$$\sin h = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \omega. \quad (3)$$

Используя (3) для определения границы тени, положим $h=0$, $\omega=\lambda$ (в данном случае долгота играет роль часового угла ω ; при расчетах для различных моментов времени пределы в интегралах берутся с соответствующей поправкой $\Delta\lambda$). Согласно (3), верхний предел по $\varphi=\varphi_2$ определяется из уравнения

$$-\operatorname{tg} \varphi_2 \operatorname{tg} \delta = \cos \lambda. \quad (4)$$

Пределы по λ выбираются в формуле (2) с учетом границ четырехугольника, поэтому

$$\lambda_1' = \max [\lambda_2, \mu_2], \quad \lambda_2' = \min [\lambda_1, \mu_1],$$

где

$$\mu_1 = \arccos [-\operatorname{tg} \delta \operatorname{tg} \varphi_1], \quad \mu_2 = \arccos [-\operatorname{tg} \delta \operatorname{tg} \varphi_2].$$

Площадь части четырехугольника, освещенной Солнцем по всей его ширине, вычисляется по формуле (1), причем пределы λ_1, λ_2 заменяются пределами λ_1'', λ_2'' , чтобы исключить участки, освещенные частично или находящиеся в данный момент в тени. При вычислении интеграла s_d получается два слагаемых: $s_d = s_a + s_b$; значение s_a можно выписать непосредственно (1), для определения величины s_b необходимо найти значение интеграла

$$J = \int \sin \left[\arccos \left(\frac{\cos \lambda}{\operatorname{tg} \delta} \right) \right] d\lambda. \quad (5)$$

Выражая $\sin \alpha$ через $\operatorname{tg} \alpha$, можно написать

$$J = \int V \frac{\cos^2 \lambda}{\operatorname{tg}^2 \delta + \cos^2 \lambda} d\lambda \quad (6)$$

и с помощью подстановки $\cos^2 \lambda = t$ перейти к табличному интегралу

$$J(t) = \int \frac{dt}{V(\operatorname{tg}^2 \delta + t)(1-t)}. \quad (7)$$

После некоторых выкладок преобразований, учитывая значение интеграла (7), приходим к окончательной формуле для s_d

$$s_d = -R^2(\lambda_2 - \lambda_1) \sin \varphi_1 + R^2 [\arcsin (\sin \lambda_2 \cos \delta) - \arcsin (\sin \lambda_1 \cos \delta)]. \quad (8)$$

Формулой (8) [часто вместе с формулой (11)] следует пользоваться для вычисления освещенной части четырехугольника при $\delta < 0$; когда $\delta > 0$, удобнее вычислять по той же формуле часть четырехугольника, остающуюся в тени, и вычитать полученное значение из всей площади.

Так как разделение поверхности производится по самым общим признакам, без учета каких-либо деталей, использование слишком большого числа четырехугольников для аппроксимации расположения и формы материков в конечном итоге не повышает реальной точности результатов расчета, ограниченной рядом других факторов. Обычно достаточно брать не более 10 четырехугольников, координаты вершин которых округлены до 5° . Это подтверждается сопоставлением результатов расчетов, сделанных указанным методом для всей освещенной площади суши, с данными Герасименко [1]. Расчеты для всей суши имеют в значительной степени контрольный характер и предназначены для получения ориентировочных сведений о различных сезонных изменениях кривых суточного

хода. С физической точки зрения интересно рассмотреть суточные изменения площади освещенной части «активной» поверхности суши, относя к ней области, для которых средние месячные температуры воздуха

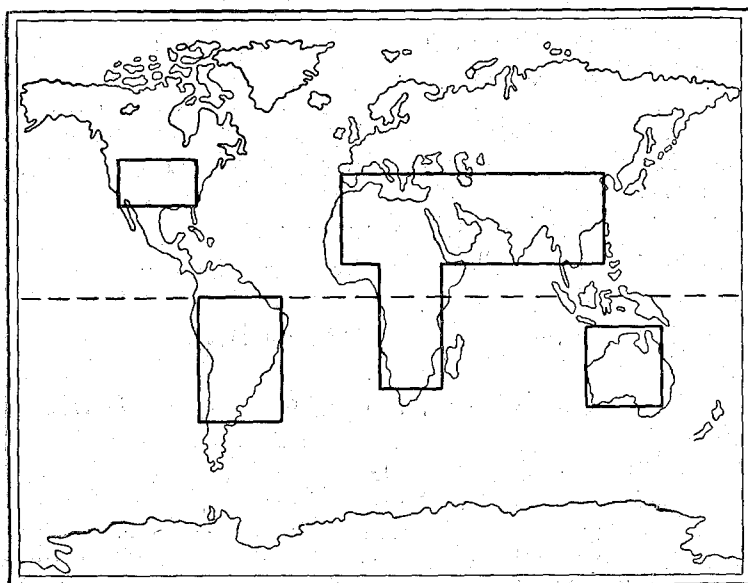


Рис. 1. Аппроксимация активной поверхности суши, принятая для зимних месяцев.

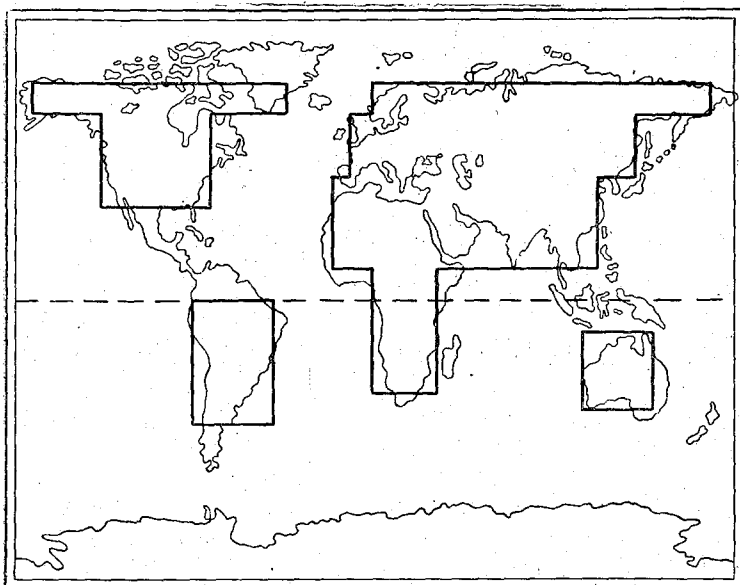


Рис. 2. Аппроксимация активной поверхности суши, принятая для летних месяцев.

выше 0° . Эти области находились по климатологическим картам для разных месяцев [4, 5] и аппроксимировались несколькими четырехугольниками. Задавая каждый четырехугольник, достаточно указать координаты двух вершин, выбранных в определенном порядке (например, левой

нижней вершины A и правой верхней вершины B). В табл. 3 представлены исходные данные, использованные при расчете суточного хода освещенной части активной поверхности суши. Расчет производился по следующей схеме: для середины каждого месяца вычислялись по часам (мирового времени) площади освещенной части определенного четырехугольника (например, $S_1, S_2, \dots$ и т. д. табл. 3), после чего площадь S находилась путем суммирования соответствующих величин ($S = S_1 + S_2 + \dots +$ и т. д.). Необходимые для расчета значения δ (склонения солнца) выбирались из таблиц на 15-е число каждого месяца.

Широта φ считается положительной для северного полушария и отрицательной для южного; долгота λ отсчитывается от 0° к востоку до 360° (что в данном случае представляет некоторое удобство).

Наглядное представление о характере аппроксимации активной площади суши, принятой при расчетах, дают рис. 1 (для зимы, декабрь—февраль) и рис. 2 (для лета, июнь—сентябрь).

Таблица 3

Месяцы		XII, I, II		III, XI		IV, X		V		VI, VII, VIII, IX	
Вершины		A B		A B		A B		A B		A B	
S_1	φ° λ°	30 240	45 280	30 235	50 280	30 235	60 290	30 235	60 290	30 235	60 290
S_2	φ° λ°	-40 280	0 320	-40 280	0 320	-40 280	0 320	-40 280	0 320	-40 280	0 320
S_3	φ° λ°	-35 110	-10 150	-35 110	-10 150	-35 110	-10 150	-35 110	-10 150	-35 110	-10 150
S_4	φ° λ°	10 350	40 120	10 350	45 120	10 350	40 120	10 350	40 120	10 350	40 120
S_5	φ° λ°	-30 10	10 40	-30 10	10 40	-30 10	10 40	-30 10	10 40	-30 10	10 40
S_6	φ° λ°					40 0	55 140	40 0	65 140	40 0	60 140
S_7	φ° λ°							60 200	70 330	60 200	70 330
S_8	φ° λ°									60 10	70 180

Результаты расчетов

В табл. 4 дается суточный ход площади всей освещенной части суши S_c и коэффициента неоднородности $S_m S_c$ по мировому времени UT с шагом в 20 мин. для периода равноденствий $\delta = 0$. Значения S_c даны в процентах площади полусферы, через S_m обозначена площадь освещенной части океана ($S_c + S_m = 100\%$).

Данные, приведенные в табл. 4, вполне удовлетворительно согласуются с результатами аналогичных расчетов, сделанных В. И. Герасименко [1] другим методом только для этого частного случая (периода равноденствий).

Таблица 4

UT	S_c	$\left(\frac{S_m}{S_c}\right)$	UT	S_c	$\left(\frac{S_m}{S_c}\right)$	UT	S_c	$\left(\frac{S_m}{S_c}\right)$
00 00	18	4,4	04 00	28	1,5	08 00	38	1,6
00 20	19	4,3	04 20	30	2,3	08 20	38	1,6
00 40	19	4,2	04 40	32	2,1	08 40	37	1,7
01 00	20	4,1	05 00	34	2,0	09 00	37	1,7
01 20	20	4,0	05 20	36	1,8	09 20	37	1,7
01 40	21	3,8	05 40	37	1,7	09 40	37	1,7
02 00	21	3,7	06 00	38	1,6	10 00	37	1,7
02 20	22	3,6	06 20	38	1,6	10 20	37	1,7
02 40	22	3,4	06 40	39	1,6	10 40	36	1,8
03 00	23	3,3	07 00	39	1,6	11 00	37	1,7
03 20	24	3,1	07 20	39	1,6	11 20	37	1,7
03 40	26	2,8	07 40	39	1,6	11 40	37	1,7
12 00	36	1,8	16 00	27	2,8	20 00	16	5,2
12 20	36	1,8	16 20	25	3,0	20 20	17	5,2
12 40	36	1,8	16 40	23	3,4	20 40	17	4,8
13 00	35	1,9	17 00	21	3,8	21 00	17	4,8
13 20	35	1,9	17 20	19	4,4	21 20	17	4,8
13 40	34	1,9	17 40	18	4,6	21 40	17	4,8
14 00	34	2,0	18 00	16	5,0	22 00	17	4,8
14 20	33	2,0	18 20	16	5,1	22 20	18	4,6
14 40	32	2,1	18 40	16	5,4	22 40	18	4,4
15 00	31	2,2	19 00	16	5,3	23 00	18	4,6
15 20	30	2,3	19 20	16	5,3	23 20	18	4,6
15 40	28	2,5	19 40	16	5,2	23 40	18	4,4

Таблица 5

UT	Месяц											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0	8	8	11	20	23	26	26	23	20	13	9	8
1	9	10	12	21	25	28	27	24	21	14	10	9
2	11	12	14	22	26	30	28	26	22	16	12	11
3	13	14	16	24	27	31	30	28	24	18	16	13
4	17	18	20	28	30	33	32	31	29	22	19	18
5	22	22	24	34	35	38	37	36	34	28	24	22
6	24	25	28	38	38	40	40	39	38	32	26	24
7	26	26	29	39	38	41	41	40	39	34	28	26
8	27	27	29	39	37	40	40	39	38	34	30	27
9	28	27	30	38	37	39	38	38	38	35	31	28
10	28	28	30	39	38	40	40	40	38	33	30	28
11	26	26	29	40	41	43	43	41	37	31	28	26
12	24	24	28	40	42	44	44	42	37	30	26	24
13	23	23	27	39	40	43	42	40	36	29	24	22
14	22	22	26	36	38	40	40	38	34	28	23	21
15	20	21	24	34	34	37	36	34	32	26	22	20
16	18	18	20	28	30	32	31	28	27	22	20	18
17	13	18	16	22	24	26	26	23	22	17	14	13
18	10	10	12	18	20	23	22	20	18	14	11	10
19	9	9	10	15	17	20	20	17	16	13	10	9
20	11	10	11	15	17	19	19	18	17	14	12	10
21	12	11	12	16	18	19	18	17	17	15	13	12
22	11	11	12	16	18	20	20	18	18	14	12	11
23	9	10	11	18	20	23	22	21	19	12	10	9

Неожиданные результаты получились при расчете амплитуд суточного хода площади освещенной части суши (моря) для различных месяцев (рис. 3). Годовой ход амплитуд суточных колебаний рассматриваемых площадей имеет вид двойной волны и резко отличается от полученного ранее годового хода унитарной вариации градиента потенциала [5].

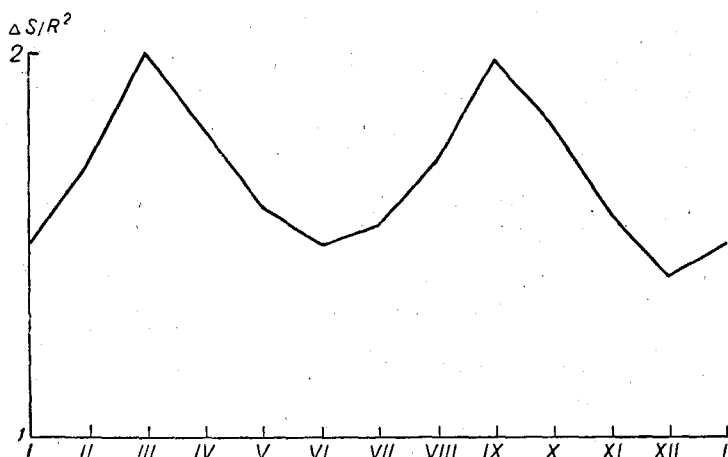


Рис. 3. Годовой ход амплитуд суточных колебаний площади освещенной части суши (в относительных единицах, принимая площадь полусферы, равной 2π).

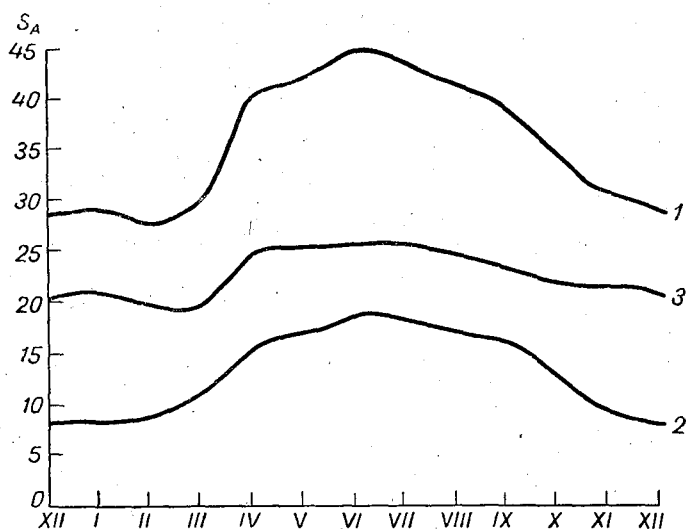


Рис. 4. Годовой ход экстремальных значений суточных изменений площади освещенной части активной поверхности суши (1 — максимум, 2 — минимум) и суточной амплитуды S_A (3) в процентах к площади полусферы.

Если учитывать только активную поверхность суши (определение которой дано в предыдущем разделе), характер суточного хода в общих чертах сохраняется: имеется одна основная волна, совпадающая (примерно) по фазе с унитарной вариацией градиента потенциала (если рассматривать ход $S_n = 100 - S_A$). Результаты соответствующих расчетов приведены в табл. 5, где даются площади освещенной части активной

поверхности суши S_A (в процентах к площади полусферы) по месяцам для каждого часа мирового времени UT .

Для дальнейших исследований, возможно, потребуются также данные о суточном ходе коэффициента неоднородности ($S_m S_c$), который ранее рассматривался Герасименко для одного частного случая. В соответствии с принятой здесь схемой деления поверхности Земли определение коэффициента неоднородности несколько видоизменяется; вместо S_m берется величина S_n (площадь освещенной части океанов и замерзшей поверхности суши), тогда как S_A относится к освещенной части суши с положительными температурами. Классификация характера поверхности суши по средним месячным температурам воздуха является не совсем точной, но для крупномасштабных оценок вполне допустима. Значения коэффициента неоднородности $\frac{S_n}{S_A}$ по месяцам для каждого часа

по мировому времени UT даются в табл. 6. (Эта таблица основана на данных, приведенных в табл. 5, с несколько большим округлением значений S_A , чем это делалось при расчете.)

Таблица 6

UT	Месяц											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0	12	11	8,1	4,1	3,3	2,8	2,9	3,3	4,1	7,0	10	12
1	10	9,5	7,0	3,8	3,0	2,5	2,6	3,1	3,8	6,4	9,0	10
2	8,1	7,3	6,4	3,5	2,9	2,4	2,5	2,8	3,5	5,4	7,3	8,1
3	6,7	6,4	5,5	3,3	2,7	2,2	2,4	2,6	3,2	4,6	5,4	6,7
4	4,9	4,7	4,1	2,6	2,3	2,0	2,1	2,2	2,5	3,4	4,3	4,7
5	3,6	3,4	3,4	1,9	1,9	1,7	1,7	1,8	1,9	2,5	3,3	3,6
6	3,1	3,0	2,6	1,6	1,6	1,5	1,5	1,6	1,6	2,2	2,8	3,2
7	2,8	2,8	2,4	1,5	1,6	1,4	1,5	1,5	1,6	1,9	2,5	2,8
8	2,6	2,7	2,4	1,6	1,7	1,5	1,5	1,6	1,6	1,9	2,4	2,6
9	2,5	2,6	2,3	1,7	1,7	1,6	1,6	1,6	1,7	1,9	2,3	2,5
10	2,5	2,6	2,3	1,6	1,6	1,5	1,5	1,5	1,7	2,0	2,3	2,5
11	2,8	2,8	2,5	1,5	1,4	1,3	1,3	1,4	1,7	2,2	2,5	2,8
12	3,1	3,1	2,6	1,5	1,4	1,2	1,3	1,4	1,7	2,3	2,9	3,1
13	3,3	3,3	2,7	1,6	1,5	1,3	1,4	1,5	1,8	2,5	3,1	3,5
14	3,6	3,4	2,9	1,7	1,6	1,5	1,5	1,7	1,9	2,6	3,3	3,7
15	3,9	3,8	3,2	2,0	1,9	1,7	1,8	1,9	2,1	2,8	3,5	3,9
16	4,6	4,5	4,0	2,5	2,4	2,1	2,2	2,5	2,7	3,4	4,1	4,6
17	6,7	6,4	5,5	3,5	3,1	2,8	2,9	3,3	3,6	4,9	6,1	6,7
18	9,0	9,0	7,3	4,6	4,0	3,3	3,5	4,1	4,7	6,4	8,1	9,0
19	9,5	9,5	8,5	5,7	4,9	3,9	4,1	4,9	5,2	6,7	8,6	9,5
20	8,5	9,0	8,1	5,7	4,9	4,3	4,4	4,7	5,1	6,4	7,7	8,6
21	7,3	8,1	7,0	5,3	4,7	4,3	4,6	4,9	4,7	5,8	6,7	7,3
22	7,7	8,1	7,3	5,0	4,6	4,0	4,1	4,4	4,7	6,4	7,0	7,7
23	10	9,5	8,1	4,6	3,9	3,3	3,4	3,8	4,3	7,0	8,5	10

В заключение остается рассмотреть годовой ход амплитуд суточных изменений площади освещенной части активной поверхности суши S_A (рис. 4). В летнее время (северного полушария) вместе с возрастанием экстремальных суточных значений S_A (как максимумов, так и минимумов) наблюдается некоторое увеличение амплитуды суточного хода S_A . Следовательно, соотношение между ходом S_A и унитарной вариацией градиента потенциала имеет одинаковый характер как для суточных, так и для годовых колебаний (соответствующие характеристики противофазны). Более детальное сравнение годового хода рассматриваемых

величин в настоящее время провести трудно, так как годовые изменения унитарной вариации определяются со значительно меньшей точностью, чем сама (суточная) вариация.

Выводы

В результате проведенных расчетов получен более полный материал для выявления зависимости унитарной вариации атмосферно-электрических элементов от макромасштабной неоднородности поверхности Земли. Результаты предварительного сопоставления различных вариаций показывают, что при более обоснованной оценке неоднородности земной поверхности суточные и годовые изменения рассматриваемых элементов лучше увязываются между собой.

ЛИТЕРАТУРА

1. Герасименко В. И. К вопросу о причинах унитарной вариации электрического поля атмосферы. Уч. зап. Лен. высш. инж. мор. училища им. адм. Макарова, вып. 10, 1958.
2. Герасименко В. И. Об особенностях изменения площади суши и моря на освещенной половине Земли. Уч. зап. Лен. высш. инж. мор. училище им. адм. Макарова, вып. 11, 1958.
3. Махоткин Л. Г. Об изменении зарядов капель при испарении. Труды ГГО, вып. 97, 1960.
4. Алисов Б. П., Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С. Курс климатологии. т. 1, 2, Гидрометеиздат, Л., 1952.
5. Парамонов Н. А. О годовом ходе градиента атмосферно-электрического потенциала. ДАН СССР, т. 71, № 1, 1950.
6. H. Chr. Grumm. Die weltzeitliche Tagesgang der Gewitterhäufigkeit Zeitschr. Geophys., 28, № 2, 1962.

К ТЕОРИИ ИЗМЕРЕНИЯ РАЗМЕРОВ КАПЕЛЬ ДОЖДЯ АКУСТИЧЕСКИМ МЕТОДОМ

Приводятся экспериментальные данные, показывающие, что напряжение, вырабатываемое датчиком, прямо пропорционально квадрату диаметра капли и первой степени скорости капли относительно датчика.

В настоящее время существует много методов для измерения размеров крупных капель, например:

1) по размеру пятна, оставляемого каплей на бумаге или ткани, пропитанных красящим веществом [1—3];

2) по следу, оставляемому каплей на желатиновом слое [4—9], фольге или пластинке, покрытой слоем сажи или окиси магнезии [10—12];

3) по величине установившейся скорости падения [13, 14];

4) фотографические [15, 29], оптические [16—20] и акустические [21—26] методы.

Акустический метод [25] выгодно отличается от других перечисленных методов тем, что он позволяет автоматизировать наблюдения, осуществить дистанционную передачу данных (что особенно важно при самолетных и радиозондовых измерениях). Приборы, работающие по этому методу, просты и компактны. В этих приборах [28] капли, ударяющиеся о поверхность датчика, производят сжатие пьезоэлемента, вызывающее появление электрических зарядов на его противоположных гранях. Величина зарядов пропорциональна произведенному сжатию пьезоэлементов в данный момент. Однако такие приборы трудно градуировать, так как при лабораторных опытах капли обычно не приобретают необходимых скоростей, а в естественных условиях трудно осуществить измерение одной и той же капли различными методами.

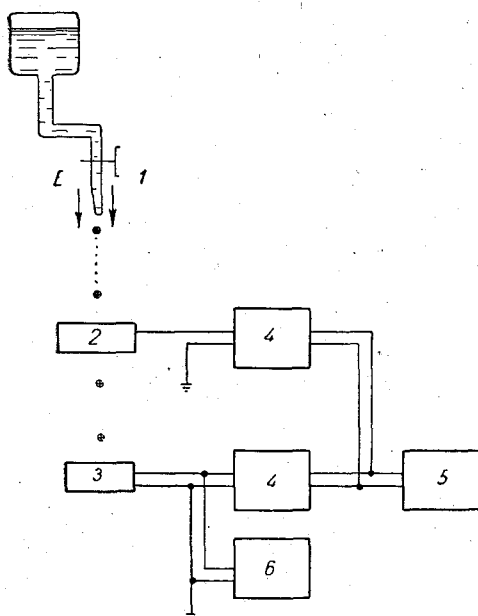


Рис. 1. Схема опыта.

1 — капилляр; 2 — индукционное кольцо; 3 — датчик; 4 — усилитель; 5 — шлейфный осциллограф; 6 — электронный осциллограф.

Поэтому желательно найти расчетную формулу, связывающую напряжение на обкладках пьезоэлемента с диаметром и скоростью капли, проверив также теоретические предположения о работе датчика. С этой целью были поставлены специальные опыты (рис. 1). Заряженные капли, отрывающиеся от капилляра 1, пролетали через индукционное кольцо 2 и падали на поверхность датчика 3. Датчик состоит из отполированной сверху стальной пластины диаметром 6,6 см, толщиной 0,5 см и элементов из титаната бария, приклеенных к ее нижней поверхности. К нижней поверхности каждого элемента приклеены, в свою очередь, массивные стальные столбики. Пластина закреплена в цилиндрическом корпусе через резиновую прокладку. По интервалу между сигналами датчика

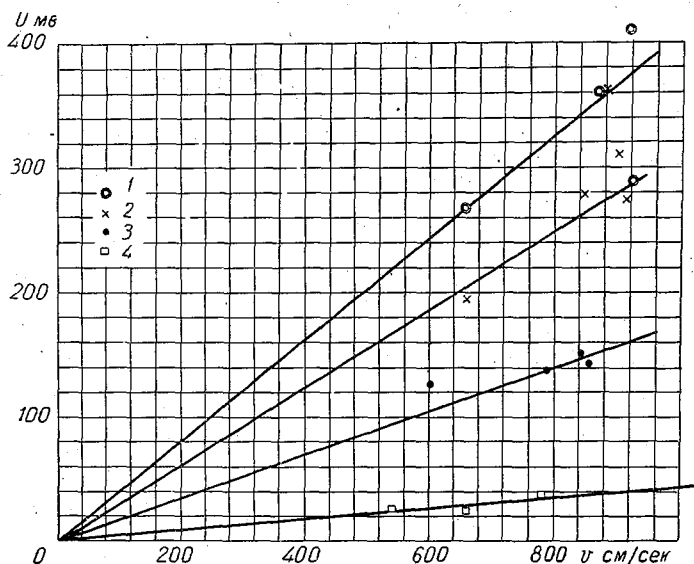


Рис. 2. Зависимость напряжения, вырабатываемого датчиком, от скорости падения капель.
Диаметр капель: 1 — 5,26 мм; 2 — 4,56 мм; 3 — 3,64 мм; 4 — 2,76 мм.

и индукционного кольца легко определить скорость капли, так как расстояние между датчиком и кольцом известно (около 1 м). Для разметки времени на пленке использовался имеющийся в шлейфном осциллографе 5 вибратор с частотой 500 гц. Такой способ строго применим только для капель с установившейся скоростью, но, как показало сравнение полученных величин с данными работы [29], ошибки не превышали 5%.

Диаметр капель определялся по результатам взвешивания навески из 100 капель. Относительная влажность воздуха во время опытов была близка к 100%, что позволяло не учитывать влияния испарения на размеры капель, имевших диаметр от 2,5 до 5 мм.

В результате проведенных опытов было установлено, что амплитуда сигнала (U), снимаемого с датчика, линейно зависит от скорости v (рис. 2) и квадрата диаметра d (рис. 3) падающей капли, т. е.

$$U = v d^2. \quad (1)$$

Разброс точек как на этих (рис. 2, 3), так и на следующих графиках объясняется погрешностями измерений, а также изменением чувствительности датчика (в пределах $\pm 10\%$) в зависимости от места попадания капли.

Предполагалось [25, 28], что U , d и v связаны другим соотношением, вытекающим из формулы для неупругого удара

$$U = If = I \frac{mv}{t} = I \frac{\pi d^3 v}{6t}, \quad (2)$$

если считать [25, 27, 28], что

$$t = \frac{d}{2v}, \quad (3)$$

то

$$U = \left(\frac{\pi I}{3} \right) v^2 d^2. \quad (4)$$

Здесь I — чувствительность датчика, в/дину; f — сила соударения капли с датчиком, дин.; m — масса капли, г; t — длительность

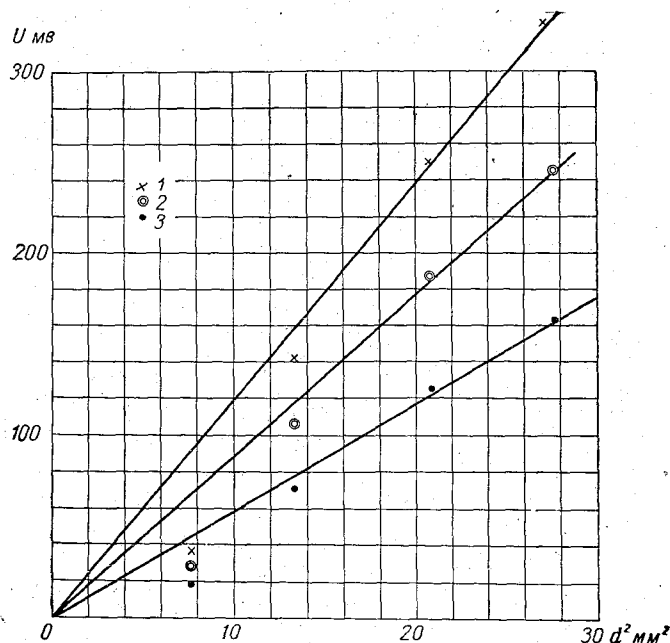


Рис. 3. Зависимость напряжения, вырабатываемого датчиком, от квадрата диаметра ударяющей капли.
При скорости: 1 — 800 см/сек.; 2 — 600 см/сек.; 3 — 400 см/сек.

соударения капли с датчиком, сек.; величина U выражена в в; v в см/сек.; d — в см.

При сопоставлении данных параллельных измерений, сделанных на самолете с помощью метода окрашивания фильтровальной бумаги и акустическим методом, встретился ряд трудностей, связанных с тем, что сравнивать можно только спектры, измеренные приборами, установленными в различных точках самолета. Расхождения с формулой (4) тогда не были обнаружены. Но по своему типу полученное экспериментально соотношение (1) согласуется с теоретической формулой для случая упругого удара твердого шара, когда

$$U = I \frac{2mv}{t} = \left(\frac{\pi I v_3}{6} \right) v d^2, \quad (5)$$

так как

$$t = \frac{2d}{v_3}, \quad (6)$$

где v_3 — скорость распространения упругих колебаний в материале шара (скорость звука).

Поэтому важно получить дополнительные сведения, говорящие в пользу того или другого варианта. Такую возможность представляет оценка величины t , значение которой может быть вычислено по имеющимся данным или определено экспериментально. Учитывая, что значения всех параметров, входящих в формулы (2) и (5) (за исключением t).

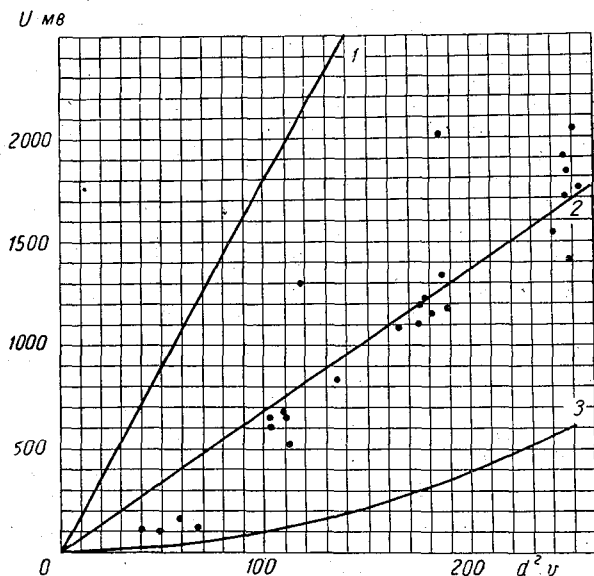


Рис. 4. Зависимость напряжения, вырабатываемого датчиком, от параметра vd^2 .

1 — расчетная для упругого удара; 2 — экспериментальная; 3 — расчетная для неупругого удара.

известны по данным измерений или по справочным таблицам, для каждого варианта получаются два значения t :

а) в случае неупругого удара

$$t_1 = I \frac{\pi d^3 v}{6U}; \quad t_2 = \frac{d}{2v}; \quad (7)$$

б) в случае упругого удара

$$t'_1 = I \frac{\pi d^3 v}{3U}; \quad t'_2 = \frac{2d}{v_3}. \quad (8)$$

Теоретически должно выполняться условие либо $t_1 = t_2$, либо $t'_1 = t'_2$. Однако из-за погрешностей измерений и возможных отклонений от теоретической схемы вероятнее ожидать, что будет оправдываться одно из приближенных соотношений $t_1 \sim t_2$, $t'_1 \sim t'_2$. Результаты соответствующих расчетов приведены в табл. 1, из которой видно, что лучше выполняется соотношение $t'_1 \sim t'_2$, относящееся к случаю упругого удара, т. е. подтверждается вывод, сделанный при анализе эмпирически найденной зависимости (5).

Так как первоначально не предполагалось измерять длительность соударения на основании полученных экспериментальных данных (фотоосциллограмм), то по полученным данным можно оценить t только сверху ($t < 100$ мк сек.). Эта оценка также говорит в пользу предположения об упругом ударе.

Таблица 1

d	v	$U \cdot 10^3$	$t_1 \cdot 10^6$	$t_2 \cdot 10^6$	$t_1' \cdot 10^6$	$t_2' \cdot 10^6$
0,276	840	38	13	160	27	4
0,364	960	170	8	190	16	5
0,456	800	250	9	280	18	6
0,526	880	360	10	390	21	7

Зависимость U от vd^2 , по данным всех проведенных измерений и по формуле (5), представлена графически на рис. 4. Измеренные амплитуды напряжения U несколько меньше вычисленных, что, возможно, связано с неточностью измерений, обусловленной искажениями, вносимыми усилителем и шлейфом. В дальнейшем предполагается повторить эти опыты с использованием малоинерционной аппаратуры с целью более точного измерения значений U и t , охватив, кроме того, более широкий диапазон скоростей и размеров капель.

Выводы

Напряжение, создаваемое пьезодатчиком при ударе капли, пропорционально скорости капли относительно датчика и квадрату ее диаметра. Численные коэффициенты должны быть уточнены в результате проведения дальнейших опытов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Spencer A. T., Blanchard D. C. A portable raindrop recorder for semi-continuous determination of size distributions. Transp. Amer. Geophys. Union, No 5, 1958.
2. Ouchi K. Кисё сюси. J. Met. Soc. Japan 36, No 4, 1958.
3. Kelkar V. N. Size distribution of raindrops. Part I. Indian J. Met. and Geophys., 1959, 10, No 2.
4. Ровинский Ф. Я. Новые методы регистрации водных капель. Изв. АН СССР, сер. геоф., No 7, 1959.
5. Mészáros E. Distribution spectrale des gouttes des pluies tombant des nuages stratiformes. Időjárás. 64, No 2, 1960.
6. Frith R. The size of cloud particles in Sc clouds. Quart. J. R. Met. Soc. 77, 1951.
7. Mazur J. The number and size distribution of water particles in natural clouds. Met. Res. pap (Met. off London) No 109, 1943.
8. O-kita T. Water-blue method for measurement of cloud and fog droplets. Кисё сюси. J. Met. Soc. Japan. 36, No 4, 1958.
9. Godard L. Procédé pour déterminer les dimensions des gouttelettes de brouillard ou de nuages. Bull. Observ. Puy-de Dôme, No 1, 1959.
10. Durbin W. G. Droplet sampling in Cumulus clouds Tellus. v. 11, No 2, 1959.
11. Murgatroyd R. J., Garrod M. P. Observations of precipitation elements in Cumulus clouds. J. Roy. Met. Soc. 86. No 368, 1960.
12. Саламандра Г. Д., Набоко И. М. Улавливание на пластинку, покрытую слоем сажи, как метод определения крупности распыления топлива. ЖТФ, XXVII, No 3, 1957.
13. Hutchinson W. C. A. and Chalmers Alan. The electrical charges and masses of single raindrops. Roy. Met. Soc. Quart. J. 1951.
14. Gunn R. The Free electrical charge on thunderstorm rain and its relation to droplet size. J. Geophys. Res. 54, No 1, 1949.
15. Саламандра Г. Д., Набоко И. М. Скоростное микрофотографирование капель распылённой жидкости в полёте. ЖТФ, XXVII, No 3, 1957.

16. Микиров А. Е. Фотоэлектрический метод исследования распределения размеров частиц осадков. Изв. АН СССР, сер. геоф., № 1, 1957.
17. First Technical Report under Signal Corps Project M. I. T. Weather Radar Research Army Contract NW-36-039-Sc-32038, 31 dec. 1946.
18. Katz R. E. and Wilson G. A. The Disdrometer, an Instrument for Measuring the Distribution of Raindrop Sizes Encountered in Flight. Amer. Met. Soc. Franklin Inst. Philadelphia, Pa Sept. 10—11.
19. Bemis A. C. The disdrometer, an Instrument for Measuring the Distribution of Raindrop Sizes Encountered in Flight. M. I. T. Dept. of Meteorology, Weather-Radar Research, Tech. Report, No 13, June I, 1951.
20. Красногорская Н. В. Электронный умножитель, как прибор для измерения частиц осадков. Изв. АН СССР, сер. геоф., № 5, 1952.
21. Cooper B. F. A ballon-borne instrument for telemetering raindrop size distribution and rain water content of cloud. Austr. Jour. of Appl. Sc. March 2, No 2, 1951.
22. Katz A. A momentum Disdrometer for Measuring Raindrop Size from Aircraft. BAMS, v. 33, No 9, nov. 1952.
23. Adderly E. E. The growth of raindrops in cloud. Quart. J. Roy. Met. Soc. 79, No 341, 1953.
24. Арабаджи В. И. Об электрических свойствах осадков. ДАН 127, № 2, 1959.
25. Имянитов И. М., Крюкова Г. Т. Способ измерения размера и количества облачных частиц и осадков по заданным интервалам их спектрального распределения, а также водности облаков и осадков. Свидетельство об изобретении СССР № 115699. Бюлл. изобрет. № 10, 1958.
26. Гусейн-заде С. Х. О. Прибор для определения силы удара дождя. Свидетельство об изобретении СССР № 116841, Бюлл. изобрет. № 12, 1958.
27. Хмельник М. И. Удар сферической капли о твердую поверхность. Изв. АН СССР от. техн. наук, механика и машиностроение, № 4, 1961.
28. Евтеев Б. Ф., Имянитов И. М., Михайловская В. В. Приборы для измерения размеров капель дождя, устанавливаемые на самолете и радиозонде. Труды ВНМС, т. IX, 1963.
29. Шупяцкий А. Б. Измерение скорости и формы капель дождя. Труды ЦАО, вып. 22, 1957.

ПОЛУПРОВОДНИКОВЫЕ ГРОЗОРЕГИСТРАТОРЫ

Дается описание схемы грозорегистратора на полупроводниках, предназначенного для сигнализации о грозовой деятельности на некоторой территории в районе пункта наблюдения. Кроме того, описывается модификация этого прибора, предназначенная для регистрации числа атмосферных помех, превышающих по амплитуде определенный уровень.

В последние годы в литературе появился ряд описаний приборов, в принципе соответствующих грозоотметчику Попова, но отвечающих современному техническому уровню. Во всех известных зарубежных приборах используются электронные лампы (иногда тиратроны) и почти всегда осуществляется питание от электрической сети переменного тока.

Основными узлами, типичными для всех схем, являются: 1) входной фильтр; 2) первый усилитель; 3) фазоинвертор; 4) второй усилитель или мультивибратор; 5) механическое счетное или регистрирующее устройство.

Указанные элементы используются в различных комбинациях. Например, в швейцарском приборе [1] входной фильтр отсутствует, а первый усилитель является одновременно фазоинвертором. Применение на выходе схемы однолампового усилителя, в анодную цепь которого включено электромагнитное реле, как это сделано в швейцарском приборе и в первом варианте американского прибора [2], практически невыгодно из-за неустойчивости нижнего предела чувствительности схемы, определяемого регулировкой порога срабатывания реле. В первом американском приборе также отсутствовал входной фильтр, а вместо фазоинвертора использовался трансформатор, во вторичную обмотку которого включен мостиковый выпрямитель на полупроводниковых диодах.

В усовершенствованном американском приборе [3], разработанном в 1957 г., второй усилитель, связанный с регистрирующей частью, заменен мультивибратором. Входной RC -фильтр имеет полосу пропускания примерно от 1 до 10 кГц, внутри которой частотная характеристика практически является плоской. В анодную цепь мультивибратора, стоящего на выходе схемы, включено реле, управляющее работой механического цифрового счетчика. Прибор для регистрации числа грозовых разрядов, рекомендованный Международным консультативным комитетом по радиосвязи и принятый Всемирной метеорологической организацией [4], отличается от усовершенствованного американского прибора только входным RC -фильтром, имеющим полосу пропускания от 1 до 20 кГц и большее входное сопротивление (1 мом), регулировка чувствительности производится с помощью высокоомного потенциометра, включенного на выходе фильтра. Подобные счетчики разрядов английского произ-

уверенное срабатывание электромагнита Э регистрирующего устройства. Якорь электромагнита запускает анкерный механизм, в качестве которого используется стандартный часовой механизм типа МЧС. При помощи шестерен анкерный механизм связан с двумя кулачками, скорости вращения которых различаются в восемь раз. Кулачки приводят в движение перья самописца, причем полный подъем (или спуск) нижнего пера соответствует пятидесяти срабатываниям прибора, а полный подъем (или спуск) верхнего пера соответствует четырестам срабатываниям. Для протяжки ленты в приборе используется стандартный часовой механизм типа МЧС. Перья также используются от стандартных

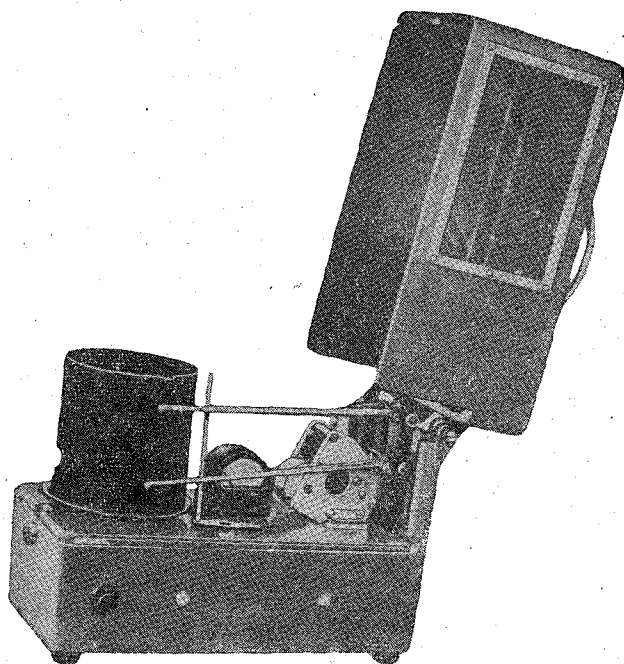


Рис. 2. Общий вид счетчика грозных разрядов.

метеорологических самописцев. Питание прибора осуществляется от батареи, состоящей из четырех сухих элементов типа ЗС-У-30 и обеспечивающей напряжение 6 в. Потребление тока в ждущем режиме 1,5—2 ма, в момент срабатывания около 60 ма. При проведении регулярных наблюдений за грозами ежедневно меняется лента на барабане. После наложения ленты нажатием кнопки контроля (K_1 , K_2) делается проверка работы прибора. Пружина барабана заводится один раз в неделю, пружина регистрирующего устройства — два раза в месяц. Прибор находится в силуминовом корпусе размером 270×210×130 мм (рис. 2). В нижней части корпуса размещена плата с электрической схемой, а сверху на горизонтальной части шасси расположен регистрирующий механизм.

Несложное добавление (в виде катодного повторителя) к схеме счетчика грозных разрядов значительно расширяет область применения описанного прибора, позволяя использовать его для регистрации в достаточно широкой полосе частот числа атмосферных помех, превышающих

по амплитуде определенный уровень. Схема счетчика с катодным повторителем на входе приведена на рис. 3. Катодный повторитель (Π_1), собранный на лампе 1Ж 24Б, имеет достаточно высокое входное сопротивление, которое обеспечивает согласование с вертикальной антенной высотой 10 м даже для достаточно низких частот (1 ÷ 2 кгц). Верхний предел полосы пропускания прибора может быть установлен при помощи выбора величины конденсатора C_1 . При отключении конденсатора C_1 получается наиболее широкая полоса пропускания прибора (от 2 до 150 кгц). Катодный повторитель собирается на специальной монтажной плате, которая крепится в нижней части корпуса прибора на боковой стенке. Градуировка прибора производится при помощи специального градуировочного устройства, которое позволяет получать путем разряда конденсатора на соответствующую RC-цепочку П-образный импульс с заваленными фронтами. Амплитуда импульсов может регулироваться

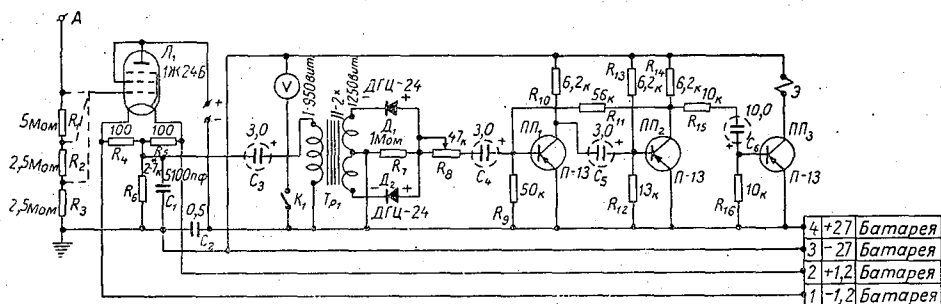


Рис. 3. Принципиальная схема прибора для регистрации числа атмосферных похем, превышающих по амплитуде заданный уровень.

и измеряться имеющимся в градуировочном устройстве стрелочным прибором. Длительность градуировочного импульса получается порядка 0,1 сек., а длительность его переднего фронта 30 мксек. Градуировка обычно проводится по положительным и отрицательным импульсам. Амплитуда градуировочного импульса выбирается в соответствии с действующей высотой антенны

$$V_{гр} = E_{порог} h_d,$$

где $V_{гр}$ — амплитуда градуировочного импульса в вольтах; $E_{порог}$ — пороговое значение напряженности поля, при котором должен срабатывать прибор; h_d — действующая высота антенны.

Градуировочный импульс с амплитудой, установленной по приведенному выше расчету, через эквивалент антенны подается на вход прибора, чувствительность которого соответствующим образом регулируется (или проверяется). Описанные приборы использовались в течение нескольких лет для регулярных наблюдений и показали хорошие эксплуатационные качества.

ЛИТЕРАТУРА

1. Lugeon J., Rieker J. Le compteur orages suisse. Ann. der Schweizerischen Met. Zentralanstalt, Annee, 1957, Zurich, 1958.
2. Electronics, 158 (october 1954). Перевод в сб. «Схемы промышленной электроники», М., 1959.
3. Sullivan A. W., Wells J. D. Alighting stroke counter. Bull. American Met. Soc. v. 38, N 5, 1957.

4. World Meteorological Organization. An instrument for counting local lightning flashes, WMO Bull., v. 8, N 1. January, 1959.
5. Nevalainen U. Salamalaskijatoiminnasta Suomessa „Puhelin”, 11, N 6, 32, 1961.
6. Horner F. The design and use of instruments for counting local lightning flashes. Proc. Inst. El. Eng. 107. Part B, N 34, 1960.
7. Знаменский А. А. Инструментальная регистрация гроз полупроводниковым регистратором ПРГ-1. Труды ГГО, вып. 110, 1960.
8. Лоч Б. Ф. Приборные наблюдения за числом разрядов близких гроз. Труды ГГО, вып. 35(97), 1952.
9. Лоч Б. Ф. Опытные наблюдения за числом грозовых разрядов. Труды ГГО, вып. 58(120), 1956.
10. Лоч Б. Ф. Суточный ход числа грозовых разрядов. Труды ГГО, вып. 98, 1960.
11. Watt A. D. Maxwell E. L. Characteristics of Atmospheric Noise from 1 to 100 kc. Proc. JRE. 6, 1957.

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИСПЫТАНИЙ ГРОЗОРЕГИСТРАТОРОВ С МАЛЫМ РАДИУСОМ ДЕЙСТВИЯ

Приводится сравнение и анализ экспериментальных данных по регистрации грозových разрядов в радиусе 10—20 км приборами различных конструкций.

В настоящее время в разных странах предложено большое число конструкций приборов, служащих для индикации гроз и подсчета числа разрядов, генерируемых грозами. Так, например, Хорнером даны краткие характеристики одиннадцати подобных приборов, появившихся с 1943 по 1957 г. [1].

Среди рассмотренных Хорнером образцов счетчиков можно выделить конструкции, предложенные и используемые в Англии, США, Франции, Японии, Южно-Африканской Республике и других странах. После 1957 г. продолжалось создание новых конструкций и практическое использование уже созданных образцов [2, 3, 4, 5, 6 и др.].

Для того чтобы внести определенную организованность и плановость в дело выбора подходящего образца счетчика грозových разрядов, международные организации принимают ряд рекомендаций. Так, например, в 1953 г. Международный консультативный радиокомитет вынес рекомендацию о сравнении различных счетчиков с тем, чтобы оценить их относительные достоинства и недостатки. Такое сравнение началось в 1955 г. После серии опытов было сделано заключение, что наиболее подходящей является конструкция Сулливана и Уоллеса [7]. Эта же несколько модернизированная конструкция была несколько позже рекомендована Всемирной метеорологической организацией.

Несмотря на эти рекомендации, попытки найти более простую и надежную конструкцию счетчиков в различных странах продолжались. Некоторые из таких конструкций были созданы в Главной геофизической обсерватории в Ленинграде. В данной статье рассматриваются результаты испытаний этих конструкций, приводится сравнение и анализ экспериментальных данных по регистрации грозových разрядов в радиусе 10—20 км приборами различных конструкций: 1) полупроводниковым грозо-регистратором ПРГ-1 [5, 6]; 2) электростатическим грозо-регистратором ЭГ-1 [6, 9]. Основным эталоном является прибор напряженности поля (ПНП) [10]. Кроме того, регистрация грозových разрядов производилась прибором для записи тока с острия (ПТО) [10]; высота острия над уровнем земли 10 м.

С начала грозового сезона в 1962 г. были подключены: два прибора ЭГ-1, один ПРГ-1 (в таблицах обозначен ПРГ₁), два ПНП и один ПТО. С августа был включен в работу еще один прибор ПРГ-1 (в таблицах — ПРГ₂).

Приборы ЭГ и ПРГ₁ работали круглосуточно с регистрацией разрядов счетчиками и с записью на ленту (ПРГ₂). Приборы напряженности поля и прибор тока с острия включались в работу только во время близких гроз. Один ПНП работал весь сезон на первой чувствительности, другой — на второй; соотношение первой и второй чувствительности составляло примерно 1:70 (в 1961 г. это соотношение было 1:10).

Во время гроз, находящихся над пунктом наблюдения или вблизи него, регистрация разрядов производилась всеми приборами синхронно на двух осциллографах МПО-2. Для лучшего определения синхронности записи на осциллографах наблюдателем на фотопленке производились контрольные отметки времени и, кроме того, с помощью контактных часов отмечалось время через каждую секунду. Так же отмечался тип грозового разряда (внутриоблачный или на Землю) и время начала слышимости звука от грома в пункте наблюдения.

Таблица 1

Месяц	Прибор		ЭГ ₁ ПРГ ₁	Прибор		ПРГ ₁ ПРГ ₃	Прибор				ПРГ ₂ ПРГ ₁	ПРГ ₂ ПРГ ₃	ПРГ ₂ ЭГ ₁
	ПРГ ₁	ЭГ ₁		ПРГ ₁	ПРГ ₃		ПРГ ₁	ПРГ ₂	ПРГ ₃	ЭГ ₁			
Июнь	301	297	1,0	418	242	1,7							
Июль	718	799	1,1	1028	505	2,0							
Август	129	101	0,8	165	99	1,7	165	210	99	110	1,3	2,1	1,6
Сентябрь	83	95	1,1	56	29	1,9	56	81	29	76	1,4	2,8	1,1
Сезон	1231	1292	1,0	1667	875	1,9	221	291	128	186	1,3	2,3	1,4

Полученные за 1962 г. данные приведены в табл. 1, в которой дается число грозовых разрядов, принятых приборами за одно и то же время, и их соотношение.

Известно, что убывание электромагнитного поля с расстоянием происходит обратно пропорционально радиусу от источника излучения, а электростатического — обратно пропорционально кубу расстояния. Хотя экспериментальные данные показывают, что на близких расстояниях от источника эта зависимость для электростатического поля не оправдывается [6], однако и на близких расстояниях убывание его идет значительно быстрее, чем убывание электромагнитного поля. Исходя из этих соображений, предполагалось, что ПРГ и ЭГ будут по-разному принимать разряды от одной и той же грозы; т. е. прибор, принимающий электростатическую составляющую (ЭГ), должен меньше принимать разрядов, особенно с большего расстояния.

Как показали данные сравнения, оба прибора за сезон зарегистрировали почти одинаковое число разрядов (табл. 1). При сравнении данных по совпадению и пропуску разрядов замечено большее сходство данных ЭГ с ПРГ, чем с ПНП и ПТО, регистрирующих изменение электростатического поля (см. табл. 7 и 8).

В этой связи можно отметить, что прибор ЭГ принимает преимущественно электромагнитное излучение от грозового разряда.

Сравнение данных, полученных в 1961—1962 гг. с помощью приборов ПРГ с одинаковым порогом срабатывания, выявило резкое различие по числу принятых разрядов. Сопоставление числа принятых разрядов и высоты основания антенны над уровнем земли показало почти прямую

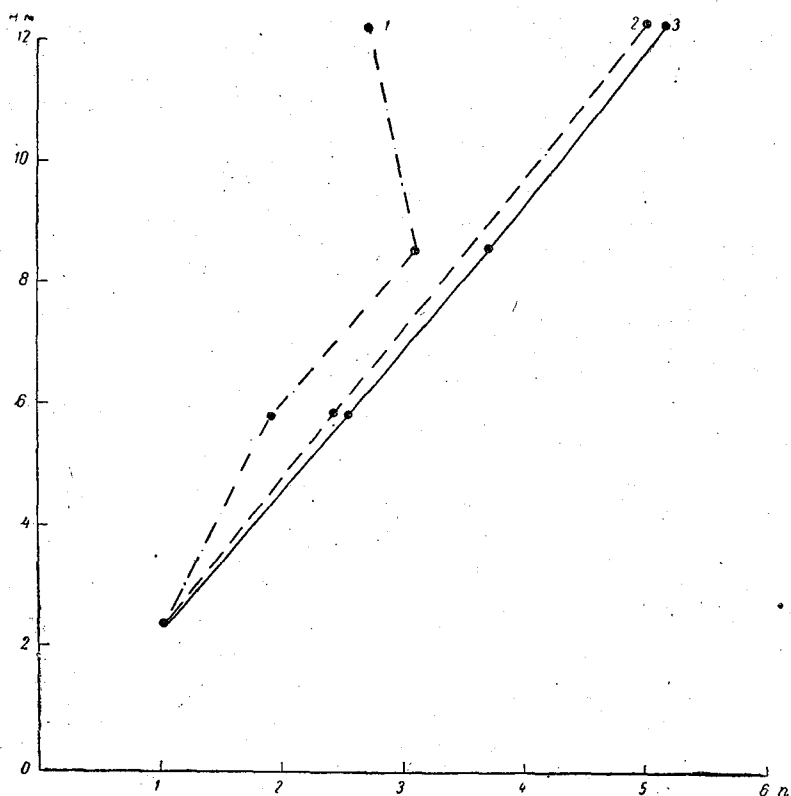


Рис. 1. График зависимости числа принятых разрядов от высоты основания антенны над уровнем земли.

1 — гроза над пунктом наблюдения; 2 — все грозы; 3 — отношение высот (высота $H=2,3$ м принята за единицу).

зависимость числа принятых разрядов от высоты антенны (рис. 1, кривые 2 и 3). На рис. 1 (кривая 1) также дано соотношение числа грозовых разрядов во время грозы над пунктом наблюдения. Как видно из графика, различие в числе принимаемых разрядов резко уменьшается, а на высотах 8,5 и 12 м не изменяется. Некоторое уменьшение числа принятых разрядов на высоте 12 м могло получиться из-за трудности синхронизации записи на приборах ПРГ₁ и ПРГ₅ во времени.

Для ПРГ₁ в 1961 г. был определен эффективный радиус действия $R_{эф}$ [6], составивший 18,5 км. Из соотношения числа разрядов и площади $S_{эф}$ ПРГ₁ были определены $R_{эф}$ для других грозорегистраторов.

Зная число разрядов, $R_{эф}$, время, в течение которого были отмечены эти разряды, определим интенсивность грозы. Оказывается, что интенсивность с увеличением $R_{эф}$ убывает (табл. 2).

Приведение интенсивности N к одной высоте H может быть дано выражением

$$N_2 = N_1 \sqrt{\frac{H_1}{H_2}}. \quad (1)$$

Рассчитываем интенсивность N_2 грозы при следующих заданных значениях: $N_1 = 3,0 \cdot 10^{-3}$ разр/км² час., $H_1 = 12,2$ м и $H_2 = 2,3$ м.

$$N_2 = 3,0 \cdot 10^{-3} \sqrt{\frac{12,2}{2,3}} = 6,9 \cdot 10^{-3} \text{ разр/км}^2 \text{ час.}$$

Фактически полученная интенсивность N_2 составляет $6,2 \cdot 10^{-3}$ (табл. 2).

Таблица 2

Прибор	Высота основания антенны H над уровнем земли, м	Длина кабеля снижения, м	Порог срабатывания, в	$R_{эф}$ км	$S_{эф}$ км ²	Август			Сезон			Август		
								$N \cdot 10^{-3}$			$N \cdot 10^{-3}$			$N \cdot 10^{-3}$
						n	час.		n	час.		n	t час.	
ПРГ ₃	2,3	10	1,5	9,7	298	385	744	1,7	1144	624	6,2	377	60	21
ПРГ ₄	5,8	10	1,5	15,1	716	939	744	1,8	939	336	3,9	888	60	21
ПРГ ₅	12,2	14	1,5	21,8	1492	2232	744	2,0	5038	1128	3,0	1818	60	20

Таблица 3

Прибор	Высота основания антенны H над уровнем земли, м	Длина кабеля снижения, м	Порог срабатывания, в	$R_{эф}$ км	$S_{эф}$ км ²	Сезон			16/VII 1961			n' разр/сек.	
								$N \cdot 10^{-3}$			$N \cdot 10^{-3}$	сезон	16/VII
						n	сек.		n	$\bar{t}$ сек.			
ПРГ ₁	8,5	13,5	1,5	18,5	1075	3340	20	167	414	16	210	93	117
ПНП ₂	—	—	—	18,2	1040	3340	21	165	290	15	230	92	128
ЭГ ₁	9,0	35	0,5	20,3	1294	3340	17	164	463	13	210	91	117

В табл. 2 приведены данные нескольких вариантов расчета средней интенсивности N по трем приборам ПРГ. Эти же данные нанесены на рис. 2, кривые 1, 2 и 3. Кривая 1 получена при расчете N за 31 сутки (или 744 часа) августа 1961 г.; на кривой 2 в расчет принимались только сутки, когда приборы отмечали разряды, т. е. сутки с грозой; на кривой 3 приводится интенсивность за 60 синхронных часов работы приборов.

Прибор с $R_{эф} = 9,7$ км принят за основной; часы, в которые этот прибор не отмечал разряды, а два другие отмечали, в расчет не приняты.

При сопоставлении этих данных можно заключить, что средняя интенсивность на всей освещаемой приборами площади за весь грозовой период может быть получена прибором независимо от высоты его антенны над уровнем земли.

Интенсивность гроз, приведенных на кривой 3, на порядок выше интенсивности за весь грозовой период. Объясняется это тем, что большинство разрядов было зарегистрировано приборами за эти 60 грозовых часов, а за остальные 684 часа гроз или не было, или интенсивность их

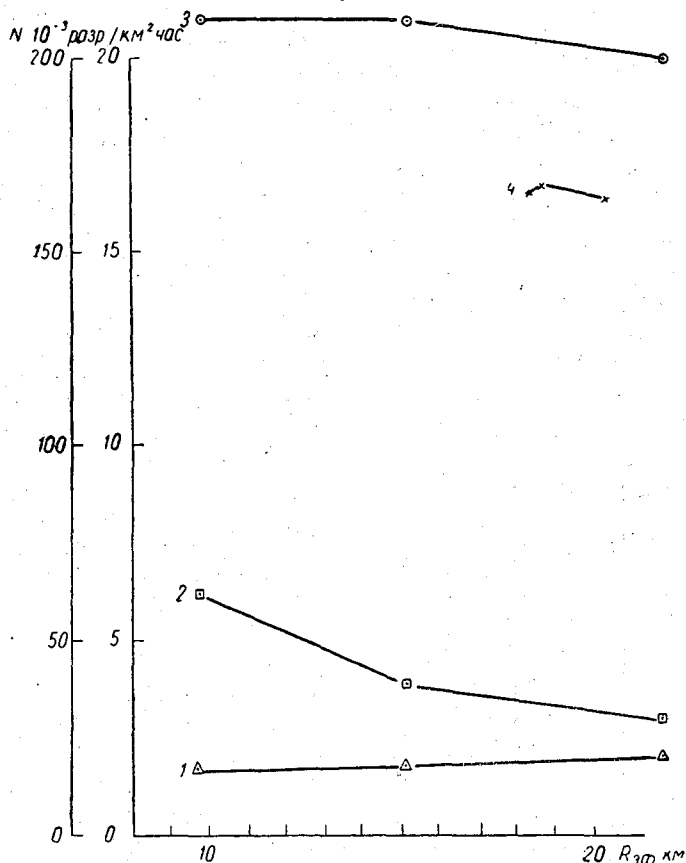


Рис. 2. График интенсивности гроз по данным грозорегистраторов с различным радиусом действия. (Оцифровка шкалы ординат справа дана для кривых 1, 2, 3; слева — для кривой 4).

1 — интенсивность за весь грозовой период; 2 — интенсивность за дни с грозой; 3 — интенсивность за 60 синхронных грозовых часов; 4 — интенсивность гроз над пунктом наблюдения.

была очень низкой (табл. 2). В то же время в течение 60 грозовых часов были значительные промежутки времени без гроз. На основании этого можно сделать вывод, что фактическая интенсивность гроз, т. е. интенсивность на площади, занятой грозами, значительно выше приведенной на кривой 3.

В табл. 3 приведены данные интенсивности гроз за тот же 1961 г., полученные другим методом и по другим приборам для гроз, находящихся над пунктом наблюдения или вблизи него. По данным приборов ПРГ₁, ПНП и ЭГ₁ определялся интервал времени t' между следующими друг

за другом разрядами, а затем определялось среднее значение $\bar{t}'$. Данные за сезон представлены на рис. 2 кривой 4. В табл. 3 приведена интенсивность сильной грозы за 16/VII, продолжавшейся непрерывно более двух часов. Значение N определялось по формуле

$$N = \frac{3600}{S \bar{t}'} \quad (2)$$

В табл. 3 в последних двух графах приведены сравнительные данные пересчета интенсивности гроз в Воейково для всех гроз земного шара. По пересчитанным Круммом [12] данным Уиппла [11] 1929 г. и данным Крумма [13] 1959 г. средняя площадь $\bar{S}$, занятая грозами, соответственно равна 192 и $216 \cdot 10^4$ км². Приняв $\bar{S} = 2 \cdot 10^6$ км², вычислено число разрядов n' в секунду для всего земного шара по формуле

$$n' = \frac{N \bar{S}}{3600} \quad (3)$$

Значения n' , приведенные в табл. 3, показывают, что интенсивность гроз в северных широтах близка к среднему значению, полученному Бруксом [13] (100 разр/сек.), а в отдельных случаях превосходит эту величину. Если же принять S , полученную Уипплом, то n' уменьшится примерно в 2,5 раза.

Таблица 4

Прибор	Число случаев				Число случаев			
	отмеченные	не отмеченные	отмеченные, %	не отмеченные, %	отмеченные	не отмеченные	отмеченные, %	не отмеченные, %
1961 г.					1962 г.			
ПНП ₁	129	2	98	2	166	1	99	1
ПНП ₂	349	8	98	2	155	36	81	19
ПРГ ₁	423	64	87	13	93	71	57	43
НРГ ₂	—	—	—	—	30	19	61	39
ЭГ ₁	309	24	93	7	96	68	58	42
ЭГ ₂	—	—	—	—	98	62	61	39
ПТО	417	17	96	4	145	8	95	5

При работе ПРГ встречаются случаи пропуска разрядов с близких расстояний. В табл. 4 приведены данные за 1961—1962 гг. по приему и пропуску разрядов, для которых были определены расстояния (в пределах 20 км). Пропуски, очевидно, могут быть объяснены слабыми сигналами, лежащими ниже порога срабатывания прибора. Однако не обнаружено какой-либо связи между пропусками разрядов и величиной напряженности поля ΔE при разряде, так как разряды принимались при сравнительно малых значениях ΔE и были пропуски при больших значениях напряженности поля.

Вторым обстоятельством, объясняющим пропуски в приеме разрядов, можно предположить различное расположение молниевых каналов

Таблица 5

Прибор	Облако — облако			Облако — земля			Облако — облако + облако — земля		
	отме- ченные	не отме- ченные	про- цент ¹	отме- ченные	не отме- ченные	про- цент ¹	отме- ченные	не отме- ченные	про- цент ¹
1961 г.									
ПНП ₁	20	1	$\frac{95}{5}$	11	0	$\frac{100}{0}$	31	1	$\frac{97}{3}$
ПНП ₂	154	14	$\frac{92}{8}$	31	1	$\frac{97}{3}$	185	15	$\frac{92}{8}$
ПРГ ₁	155	31	$\frac{83}{17}$	42	3	$\frac{93}{7}$	197	34	$\frac{85}{15}$
ЭГ ₁	117	4	$\frac{97}{3}$	21	1	$\frac{95}{5}$	138	5	$\frac{96}{4}$
ПТО ₁	76	0	$\frac{100}{0}$	17	0	$\frac{100}{0}$	93	0	$\frac{100}{0}$
ПТО ₂	67	9	$\frac{88}{12}$	21	1	$\frac{95}{5}$	88	10	$\frac{90}{10}$
1962 г.									
ПНП ₁	44	0	$\frac{100}{0}$	45	0	$\frac{100}{0}$	89	0	$\frac{100}{0}$
ПНП ₂	42	5	$\frac{89}{11}$	39	8	$\frac{83}{17}$	81	13	$\frac{86}{14}$
ПРГ ₁	28	11	$\frac{72}{28}$	15	1	$\frac{94}{6}$	43	12	$\frac{78}{22}$
ПРГ ₂	6	5	$\frac{54}{46}$	8	0	$\frac{100}{0}$	14	5	$\frac{74}{26}$
ЭГ ₁	29	9	$\frac{76}{24}$	15	1	$\frac{94}{6}$	44	10	$\frac{81}{19}$
ЭГ ₂	31	7	$\frac{82}{18}$	15	1	$\frac{94}{6}$	46	8	$\frac{85}{15}$
ПТО ₁	11	0	$\frac{100}{0}$	12	0	$\frac{100}{0}$	23	0	$\frac{100}{0}$
ПТО ₂	22	1	$\frac{96}{4}$	3	0	$\frac{100}{0}$	25	1	$\frac{96}{4}$

¹ В числителе дан процент отмеченных, в знаменателе — процент не отмеченных зарядов.

внутриоблачного разряда в пространстве по отношению приемной антенны грозорегистратора [8], рассматривая при этом молниевый канал как излучающую антенну. В подтверждение этого можно привести данные наблюдений (табл. 5), из которых видно, что большинство пропусков относится к внутриоблачным разрядам. Для окончательного выяснения этого вопроса необходимо провести регистрацию разрядов приборами,

имеющими различное расположение приемных антенн и находящимися на различных уровнях от поверхности земли.

В табл. 6 приводится число случаев регистрации разрядов различными приборами. На основании табл. 6 составлены табл. 7 и 8.

В табл. 7 дается процент совпадения, в табл. 8 — процент несовпадения грозовых разрядов от общего числа разрядов, зарегистрированных разными приборами.

Таблица 6

	ПНП ₁	ПНП ₂	ПРГ ₁	ПРГ ₂	ЭГ ₁	ПТО ₁	ПТО ₂
ПНП ₁	—	256	140	44	151	139	101
ПНП ₂	638	—	194	48	220	160	133
ПРГ ₁	363	216	—	46	241	164	140
ПРГ ₂	73	42	37	—	33	40	36
ЭГ ₁	346	215	215	45	—	162	143
ПТО ₁	160	102	104	27	122	—	—
ПТО ₂	135	79	70	18	70	—	—

Таблица 7

	ПНП ₁	ПНП ₂	ПРГ ₁	ПРГ ₂	ЭГ ₁	ПТО ₁	ПТО ₂
ПНП ₁	—	40	35	56	34	86	74
ПНП ₂	40	—	35	48	32	62	52
ПРГ ₁	35	35	—	77	52	44	26
ПРГ ₂	56	48	77	—	56	63	42
ЭГ ₁	34	32	52	56	—	36	27
ПТО ₁	86	62	44	63	36	—	—
ПТО ₂	74	52	26	42	27	—	—

Таблица 8

	ПНП ₁	ПНП ₂	ПРГ ₁	ПРГ ₂	ЭГ ₁	ПТО ₁	ПТО ₂
ПНП ₁	—	0	3	3	7	1	1
ПНП ₂	60	—	28	31	35	37	43
ПРГ ₁	62	37	—	21	28	44	58
ПРГ ₂	41	21	2	—	10	34	53
ЭГ ₁	59	33	20	34	—	42	58
ПТО ₁	14	1	12	2	22	—	—
ПТО ₂	26	4	16	5	15	—	—

В результате проведенных испытаний можно сделать предварительные выводы относительно выбора конструкции грозорегистратора, предназначенного как для подсчета грозовых разрядов в определенном радиусе, так и для индикации грозовой ситуации на заданной территории. При этом учитывались как простота конструкции, удобство и надежность в эксплуатации, так и частотные характеристики прибора, которые совершенно необходимо учитывать при выборе подобного рода приборов.

В смысле надежности конструкции и ее простоты, как показывает опыт эксплуатации в течение ряда лет, следует отдать предпочтение прибору типа ПРГ.

ЛИТЕРАТУРА

1. H o r n e r F. The design and use of instruments for counting local lightning flashes. Proc. Inst. El. Eng., v. 107, part B, N 34, 1960.
2. K a i s e r H. and S c h ü t z e H. G. Blitzzahlgeräte und Anwendung für die Ortung von gewitterherden. Zeitschr. Meteorol. B. 14, H. 2, 50, 1960.
3. M ü l l e r - H i l l e b r a n d D. Lightning counter and Results obtained in Sweden during the Thunderstorm Period 1958. Technic-Vetenskaplig Forskning Arg 30, N 6, 1959.
4. Nevalainen U. Salamalaskijatoiminnasta Suomessa „Puhelin“, 11, N 6, 1961.
5. Знаменский А. А. Инструментальная регистрация гроз полупроводниковым грозорегистратором ПРГ-1. Труды ГГО, вып. 110, 1960.
6. Махоткин Л. Г., Семенов К. А. Статистика грозовых разрядов. Труды ГГО, вып. 146, 1963.
7. S u l l i v a n A. W. and W e l l s J. D. A Lightning Stroke Counter. Bull. Americ. Meteorol. Soc. 38, p. 291, 1957.
8. M a l a n D. J. Radiation from lightning discharges and its relation to the discharge process. Recent Advances in Atmospheric Electricity. Proceedings of the second conference on Atmosphere. El., 1958.
9. Л ы д з а р П. С. Полупроводниковые грозорегистраторы. Тр. ГГО (См. настоящий выпуск).
10. И мя н и т о в И. М. Приборы и методы для изучения электричества атмосферы. Гостехиздат, М., 1957.
11. W h i p p l e F. J. W. and S c r a c e F. J. Point discharge in the electric field of the earth. An analysis of continuous records obtained at Kew Observatory, Geophys. Met. (Met. Off., London), 7, N 68, 1936.
12. K r u m m H.-Chr. Der weltzeitliche Tagesgang der Gewitterhäufigkeit. Dipl. Arb. Meteor.-Geophys. Inst. d. Univ. Mainz, 1959.
13. B r o o k s C. E. P. The distribution of thunderstorms over the globe. Geophys. Met. (Met. Off., London), 3, N 24, 1925.

А. И. АСТАШЕНКО

ГРОЗОВАЯ АКТИВНОСТЬ В ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ В 1962 г.

Приведены данные о распределении грозовой активности в Ленинградской области, полученные по наблюдениям в одном пункте, расположенном вблизи Ленинграда.

В 1962 г. на Ленинградском радиогониометрическом пункте продолжались наблюдения за местными грозами с помощью однопольного радиопеленгатора и комплекта однотипных грозорегистраторов с

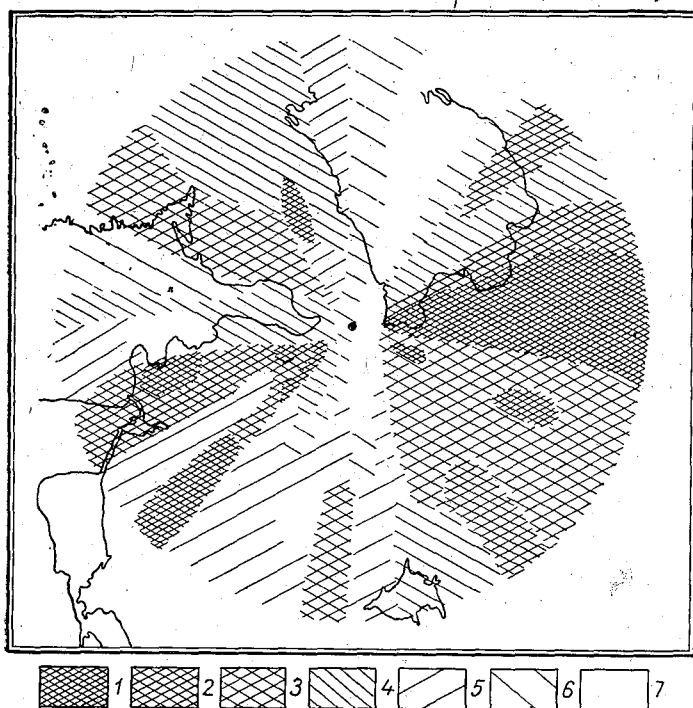


Рис. 1. Карта распределения грозовой активности в Ленинградской области в 1962 г. по данным наблюдений за атмосфериками в одном пункте.

Относительная активность: 1 — ($>1,4$), 2 — ($1,4-1,2$), 3 — ($1,2-1,0$), 4 — ($1,0-0,8$), 5 — ($0,8-0,6$), 6 — ($0,6-0,4$), 7 — ($0,4-0,3$).

различными порогами срабатывания, которые использовались для приближенной оценки расстояния. Всего за сезон было сделано около 14 000

отдельных отсчетов, относящихся к дневной половине суток (наблюдения проводились ежедневно и почти непрерывно с 9 до 21 часа). В 1961 г. отдельные сеансы проводились менее регулярно, поэтому, несмотря на более высокую грозовую активность, общее количество отсчетов в этом году было значительно меньше (около 6000).

Полученные данные позволяют характеризовать в относительных единицах распределение грозовой активности летом 1962 г. в районе Ленинграда (в радиусе до 200 км). Для обработки результатов наблюдений использовался метод, применявшийся раньше при составлении карты ливней и гроз по данным радиолокатора [1]. Этот метод вообще имеет довольно значительные ограничения и в ряде случаев может привести к неправильным результатам, но для рассматриваемого района, как показало сопоставление инструментальных наблюдений и метеоданных за один и тот же период (лето 1961 г.), является достаточно надежным. Построенная по этому методу схема распределения грозовой активности в Ленинградской области в 1962 г. представлена на рис. 1. Зоны повышенной активности, характеризуемые относительными числами, превышающими единицу, выделены на рис. 1 более густой штриховкой. Наиболее активные районы в 1962 г. были расположены около южных берегов Финского залива и Ладожского озера; главный максимум тянется на восток от Ладожского озера и имеет вид полосы, уходящей за границы освещаемой области. Как обычно, наименьшая грозовая активность отмечена непосредственно над Финским заливом и Ладожским озером. В пределах рассматриваемой области не наблюдается монотонного возрастания грозовой активности в южном направлении; это характерно и для лежащей севернее Финляндии, где, по опубликованным картам [2, 3], активные зоны расположены пятнами не только на юге, но частично и в северной половине страны. Данные о распределении грозовой активности в Финляндии получены по записям грозорегистраторов, которыми была снабжена сеть станций [3].

ЛИТЕРАТУРА

1. Смолкина Т. И. Грозовой режим в районе Ленинграда по радиолокационным наблюдениям ст. Воейково за 1958—1959 гг. Труды ГГО, вып. 120, 1961.
2. Ponninen K. Salamanlaskijat-ukkostutkimuksen ainevaline. Tehostaya, 18, № 10, 1960.
3. Nevalainen Urho. Salamanlaskijatoiminnasta Suomessa. Puhelin, 11, № 6, 1961.

И. И. КАМАЛДИНА

ПЕЛЕНГОВАНИЕ БЛИЖНИХ АТМОСФЕРИКОВ И ПОГОДНЫЕ УСЛОВИЯ

Рассматривается вопрос о соответствии данных пеленгования ближних гроз с метеорологическими данными.

Благодаря расширению в СССР сети катодных пеленгаторов и улучшению качества ее работы данные пеленгования могут являться хорошим вспомогательным материалом в оперативной работе синоптика. В связи с этим встает ряд методических вопросов, в частности, вопрос о соответствии данных пеленгования метеорологическим данным, что и является темой настоящей работы.

При оценке ошибок пеленгационной сети использовались данные наблюдений за ближними грозами в июне—августе 1961 г. и июне—июле 1962 г.

Синхронные определения азимутов на грозовой очаг проводились из четырех пунктов Ленинградской области (в 1961 г. — Ломоносов, Пушкин, Осиновец, Воейково, в 1962 г. — Шапки, Гатчина, Осиновец, Воейково).

Минимальная продолжительность сеансов пеленгования составляла 10 мин., однако сеансы часто продлевались в зависимости от метеорологической ситуации.

Для обеспечения надежности данных выбирались только такие случаи, когда местоположение источника атмосферика определялось при участии по меньшей мере трех пеленгующих станций.

Рассматривались грозы, наблюдающиеся в окружности радиусом 200 км от пункта.

Данные пеленгования гроз сравнивались с показаниями сети метеорологических станций, ведущих наблюдения за грозами. Общее число использованных станций — 42. Из таблиц ТМ-1 выписывались только те грозы и ливни, которые были в течение сеанса пеленгования.

По кольцевым картам погоды, составленным в Ленинградском бюро погоды, оценивалась синоптическая ситуация, определяющая погоду в рассматриваемом районе. Кроме того, в дополнение к материалам 1961 г. для сравнения привлекались показания метеорологического радиолокатора.

Была разработана по возможности наиболее объективная методика оценок качества работы пеленгационной сети. Для каждого отдельного сеанса подсчитывалось процентное отношение числа зарегистрированных очагов к общему числу очагов, зарегистрированных метеосетью.

Данный грозовой очаг считался запеленгованным, если расстояние между его фактическим положением и положением, определенным пеленгованием, не превышало 40 км с учетом того, что средняя ошибка пеленгации для рассматриваемых расстояний была порядка 20 км, а протяженность грозового очага конвективного происхождения в среднем равна 20—30 км.

К числу запеленгованных очагов, а следовательно, и к общему их числу относились и такие, существование которых не подтверждалось показаниями метеостанций, но они находились в районе, который после оценки синоптической ситуации признавался грозоопасным.

На рис. 1 приведен случай запеленгованных очагов гроз, знаками К и ∇ отмечены соответственно грозы и ливни, зарегистрированные на станциях в течение сеанса пеленгования, а точками — источники запеленгованных разрядов. Всего было запеленговано восемь очагов, отмеченных на рис. 1 пунктиром, что составляет 66% от общего числа (12) грозовых очагов.

За 1961—1962 гг. было рассмотрено 126 сеансов и соответственно 640 очагов атмосфериков.

Результаты оценок представлены в табл. 1.

В среднем из общего числа очагов было запеленговано 79,5%. Из 126 сеансов в 48 случаях было запеленговано 100% очагов, в 30 случаях — 75—100%, в 41 случае — 50—75% и в 7 случаях — менее 50% очагов.

Как следует из изложенного, 20,5% очагов не было запеленговано. Этот факт может быть объяснен несколькими причинами, из которых важнейшие — это, во-первых, экранировка дальних очагов гроз ближними, во-вторых, визуальный метод отсчета азимутов, при котором наблюдатель регистрирует интенсивные вспышки от более активных и пропускает слабые от менее активных очагов.

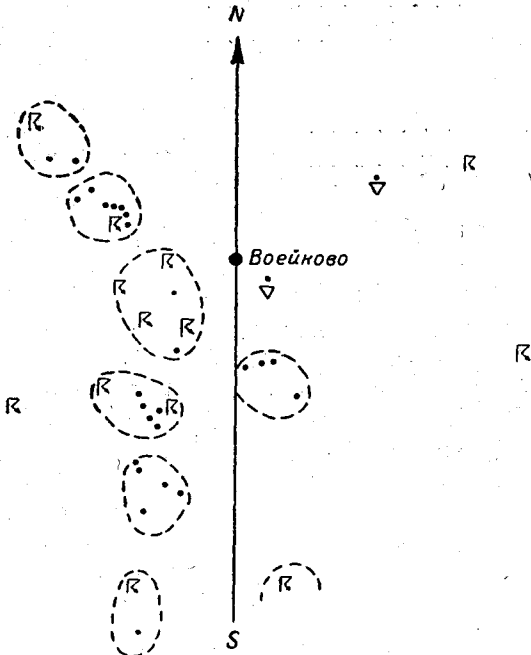


Рис. 1. Запеленгованные очаги гроз в 11 час. 19/VIII 1961 г.

Таблица 1

	1961 г.		1962 г.	
	июль	август	июнь	июль
Общее число очагов	158	148	51	283
Число запеленгованных очагов в процентах от общего числа	75,3	79,5	83,7	79,4

Особый интерес представляют те случаи, когда данные пеленгаторов не подтверждаются ни показаниями метеостанций, ни синоптическими данными. Было отобрано 13 сеансов, что составляет 10% от общего числа, когда ни один запеленгованный очаг не соответствовал метеоданным. В течение этих сеансов ни одна метеостанция в радиусе 200 км не отмечала ливневой дождь или грозу и синоптическая ситуация не была грозоопасной.

Эти сеансы следующие:

1961 г.						
Число	16/VI	3/VII	4/VII	14/VII		17/VII
Время, ч. м.	21 20	18 20	14 00	12 20	15 20	21 20
1961 г.						
Число	18/VII	20/VII		22/VII		19/VI
Время, ч. м.	12 20	03 20	12 20	15 20	18 20	12 20
						11 00

Подавляющее большинство этих сеансов приходится на июль 1961 г. Наиболее показательными из них являются случаи 14/VII в 12 ч. 20 м. и 20/VII 1961 г.

Изучение подобных случаев является делом дальнейших исследований и представляет чисто метеорологический интерес, поскольку, во-первых, может помочь в отыскании критических характеристик состояния атмосферы при переходе от негрозового состояния к грозовому и, во-вторых, позволит выявить источники атмосфериков негрозового происхождения.

О ПРИЧИНАХ НЕСООТВЕТСТВИЯ АТМОСФЕРИКОВ С УСЛОВИЯМИ ПОГОДЫ

Приводятся данные как советских, так и зарубежных ученых о соответствии атмосфериков условиям погоды. На материалах, полученных в СССР, рассматриваются и оцениваются причины несоответствия данных катодного пеленгования с метеорологическими условиями.

Как известно, метод катодного пеленгования атмосфериков служит для определения местоположения грозовых очагов. Этот метод заключается в том, что одновременно (синхронно) пеленгаторами (радиогониометрами), расположенными в трех или четырех пунктах, определяют азимуты одного и того же атмосферика. Данные с пунктов пеленгования передаются в пункт обработки, где по азимутам на карте определяется местоположение отдельных грозовых разрядов. Группа разрядов, сосредоточенных в одном месте карты, характеризует местоположение и активность грозового очага. Определение местоположения грозовых очагов производится с некоторой погрешностью. В среднем точность при определении местоположения отдельных разрядов составляет от 5 до 15% расстояния до источника разрядов. Центр очага, состоящего из совокупности разрядов, определяется несколько точнее, чем центр одиночных разрядов, в $\sqrt{n}$, где n — число разрядов совокупности. Таким образом, чем больше будет запеленговано разрядов в очаге, тем точнее может быть определено местоположение грозового очага и его активность.

Пеленгование на сети пунктов СССР ведется в восемь сроков (0, 3, 6, 9, 12, 15, 18 и 21 час московского времени). Продолжительность сеансов 20 мин.

Сопоставление данных катодного пеленгования с погодными условиями делалось многими исследователями. Х. В. Брокель [1] на основании данных катодного пеленгования сети станций США, расположенных на востоке страны (Ред-Банке штат Нью-Джерси, Гайнесвилле штат Флорида и в Бермуде), утверждает, что 67,4% всех отмеченных атмосфериков подтверждались соответствующей погодой в радиусе 160 км. При специально же проведенной воздушной разведке в районах Северной Атлантики оказалось, что 80% всех отметок атмосфериков подтверждается погодными условиями в радиусе 160 км.

По данным японских исследователей Китагава и др. [2] получается, что на неустойчивое состояние погоды, т. е. при облачности, дающей осадки, приходится 85,5% всех наблюдавшихся атмосфериков.

На основании исследований Перля [3] 44—50% источников атмосфериков связываются с явно наблюдавшимися грозами. По его данным

60% источников атмосфериков наблюдались на фронтальных разделах воздушных масс и лишь 15% их приходится на однородные воздушные массы.

Такого же характера данные можно привести и из исследований австралийских ученых Ллойда [4] и Филиппа [5].

Более детальные исследования связи атмосфериков с погодными условиями сделали немецкие ученые Скайб, Кайзер и Попп [6]. Используя данные катодного пеленгования английской сети, они сравнили эти данные с картами погоды, составленными Главным бюро погоды в Потсдаме, за все месяцы 1955 и 1956 гг. В результате они сделали вывод, что очаги атмосфериков соответствуют метеорологическим условиям. Эти ученые утверждают, что если и есть атмосферика неметеорологического происхождения, то они не имеют существенного значения. Тот факт, что не все грозы были охвачены пеленгованием, они объясняют кратковременностью сеансов пеленгования (10 мин.). Сравнительно более высокий процент атмосфериков в зимние месяцы они относят за счет более высокой активности гроз в Атлантике зимой, чем летом. Кроме этого, немецкие ученые по методу Симила [8] построили карты грозовой тенденции, которые хорошо согласуются с данными об атмосфериках, а это, по их мнению, уже имеет практический интерес, так как синоптики, получая данные пеленгования атмосфериков, могут постоянно следить за положением областей неустойчивости.

Еще более полные данные о соответствии атмосфериков условиям погоды можно найти в работе [1]. Н. И. Леушин и А. А. Павловская [1] на основании данных катодного пеленгования, полученных в 1953—1955 гг., показали, что соответствие запеленгованных атмосфериков с интенсивными грозовыми очагами в радиусе 250 км получается в 68% случаев. Тесная связь отмечается между интенсивными очагами атмосфериков и фронтальными разделами, 90% атмосфериков связано с фронтами, находящимися до 200 км. В областях низкого давления очаги атмосфериков разной интенсивности (активности) наблюдались в 73% случаев. Наблюдались также очаги атмосфериков в областях высокого давления (11%), но в антициклонах интенсивные очаги атмосфериков никогда не наблюдались.

Леушин и Павловская считают также, что данные катодного пеленгования могут быть использованы в прогнозе погоды. Так, если известно положение очага атмосфериков в 05 или 09 час. и направление и скорость ветра на уровне 700—500 мб за те же сроки, можно ориентировочно рассчитать, в каком районе в 15 час. будет наблюдаться неустойчивая погода и, возможно, грозы. Проверка составленных таким образом прогнозов показала, что район, в котором в дневные часы (13—17), наблюдалась неустойчивая погода с грозами, ливнями, кучевыми и мощными кучевыми облаками, может быть определен в 71% случаев.

Как видно, данные катодного пеленгования неплохо согласуются с метеорологическими условиями, но имеются и несоответствия, причины которых хотя в основном и были известны, но не были оценены. Нами была сделана попытка оценить их. Для этого мы воспользовались данными катодного пеленгования за июль 1961 г. по территории, ограниченной широтами от 45 до 65° с. и долготами от 25 до 60° в. Для каждой пятиградусной географической клетки из таблиц ТМ-1 были сделаны выборки наблюдавшихся гроз на метеостанциях, находящихся в этих клетках, с отметкой начала и конца каждой грозы по всем дням июля. Эти данные были нанесены Р. И. Симоновой на карту, на которой были также помещены все запеленгованные очаги атмосфериков и синоптические данные.

Таким образом, были составлены карты для каждого дня июля. Анализ материала производился на основе сравнения этих данных по площади радиусом в 250 км от центра запеленгованного очага атмосфериков. Всего было рассмотрено 852 очага атмосфериков. Анализ материалов показывает, что 79% очагов атмосфериков подтверждается данными метеосети, а соответствие с погодой по синоптической карте составляет 89,4%. Таким образом, 10,6% очагов атмосфериков оказались как бы «ложными». Однако при более детальном рассмотрении положения этих очагов получается, что 52 очага, или 6%, находятся на территории, слабо освещенной метеосетью; 30 очагов, т. е. около 3%, были за пределами обзора метеостанций (на расстоянии более 20 км от метеостанций); а 7 очагов, менее 1%, не подтвердились метеоданными из-за неполноты карты погоды в этих районах.

Следовательно, по существу ложных очагов атмосфериков нет. Все не подтвержденные метеоданными очаги находятся вне обзора метеонаблюдателей. С введением на сеть грозорегистраторов, вероятно, не будет очагов атмосфериков, которые бы не соответствовали метеоусловиям.

По данным о грозах за июль 1961 г. также были произведены исследования очагов гроз, которые не были охвачены катодным пеленгованием. Оказалось, что 20% из них пропускается между сроками (в трехчасовые промежутки) катодного пеленгования; 6% очагов пропускается из-за активных гроз вблизи командных пунктов катодного пеленгования и 23% очагов — из-за несовершенства метода пеленгования и обработки данных (удаленные очаги гроз и находящиеся на границе планшета, употребляемого для обработки). Пропуски очагов гроз будут значительно меньше, если пеленгование производить ежечасно, увеличить количество командных пунктов, повысить синхронность пеленгования, а также применять для обработки соответствующие планшеты, построенные в гномонической проекции.

ЛИТЕРАТУРА

1. Леушин Н. И. и Павловская А. А. К использованию данных об атмосфериках в службе прогнозов. Методические указания ЦИПа, вып. 32, 1958.
2. Brockel H. W. Summary of the sferics programm at SCEL. Proc. fifth weather radar conference, 12—15 sept. 1955, Fort Monmouth, N. J.
3. Kitagawa N., Lisia T., Murey K., Kobayashi M. The location of atmospherics and their connection with the meteorological conditions. J. of the Met. Soc. of Japan, 31, No 2, 1953.
4. Perlat A. Comparaison et utilisation des methodes de repereage des foyers orageux. La Mét., No 27, 1955.
5. Lloyd S. M. The use of sferics in analysis A preliminary survey. Australian Met. Magazine, No 22, 1958.
6. Phillips E. T. An analysis of atmospherics for June, July and August 1957. Australian Met. Magazine, No 22, 1958.
7. Skeib G., Kaiser H., Popp C. Die Peilung atmosphärischer Störungen durch Synchronaufnahme von Richtung und Wellenform. Akademie-Verlag, Berlin, 1958.
8. Similă. Meteorologische Gewitter-Tendenzkarte. Tellus, 1, No 4, 18, 1949.

ВЫЯСНЕНИЕ ПРИЧИН НЕСООТВЕТСТВИЯ ОЧАГОВ АТМОСФЕРИКОВ С ПОГОДНЫМИ УСЛОВИЯМИ

На материалах 1962 г. подсчитан процент очагов атмосфериков, подтверждающихся погодными условиями, от общего количества запеленгованных очагов в зависимости от их активности и расстояния от пунктов пеленгования.

По мнению радиофизиков, источниками атмосфериков могут быть только грозовые разряды—молнии, а следовательно, очагами атмосфериков — грозовые очаги.

Однако при сравнении карт очагов атмосфериков с синоптическими картами наблюдаются случаи, когда на месте запеленгованных очагов атмосфериков на синоптической карте гроз нет и, наоборот, наблюдаются случаи, когда на месте грозовых очагов на синоптической карте нет запеленгованных очагов атмосфериков, т. е. имеются два вида несоответствия карт очагов атмосфериков с синоптическими картами.

В связи с этим возникает вопрос, только ли грозовые разряды являются источниками атмосфериков, а если так, то почему не все грозовые разряды пеленгуются.

Что касается первого несоответствия, то его причинами могут быть: либо неполнота синоптической карты, обусловленная редкой сетью метеорологических станций, а следовательно, пропуском гроз, либо ошибками при пеленговании, возникающими при неудовлетворительной работе некоторых пунктов пеленгования и при некритическом отношении на пункте обработки к пересечению пеленгов. При этом на картах получаются «ложные очаги атмосфериков», несоответствующие грозовому положению. Однако с повышением качества работы пунктов пеленгования и при внимательном отношении к пересечению пеленгов нет оснований для появления ложных очагов, и все случаи отсутствия гроз на месте запеленгованных очагов могут быть объяснены только неполнотой синоптической карты.

Второй вид несоответствия, когда на синоптической карте имеются очаги грозы, а очагов атмосфериков нет, объясняется существующим методом пеленгования, в основу которого положены визуальные отсчеты пеленгов и при котором в течение определенного интервала времени отсчитывается ограниченное количество пеленгов, а следовательно, и определяется местоположение ограниченного количества разрядов, составляющих только незначительную часть от количества действительных разрядов. Благодаря этому, как правило, пеленгуются те грозовые очаги, которые характеризуются большой активностью, т. е. большим количе-

ством возникающих в них разрядов, и легко пропускаются грозовые очаги с очень редкими вспышками молний. Кроме того, грозовые очаги, находящиеся от командного пункта дальше ближайших активных очагов, слабо пеленгуются или вовсе не пеленгуются.

Таким образом, при существующем методе пеленгования возможны случаи, когда имеющиеся на синоптической карте грозы не подтверждаются данными пеленгования. Но эти грозы либо слабо активны, либо они расположены от командных пунктов дальше активных очагов. Для оценки несоответствия количества очагов атмосфериков с грозами, вызванного неполнотой синоптических карт, автором была проделана следующая работа. По картам очагов атмосфериков, составленным в сроки 03, 09, 15 и 21 час, за апрель и май 1962 г., по данным Европейского куста радиогониометров, были определены координаты центров очагов атмосфериков и площади, занятые ими, а также координаты всех отдельных источников атмосфериков.

По картам погоды, составленным в ЦИПе за те же сроки, были определены расстояния от центров очагов атмосфериков и от запеленгованных источников до ближней метеорологической станции, отметившей грозу. Причем, если на площади очага или около него гроз не было, то определяли расстояние до ближней станции с ливнем или мощными кучевыми облаками. В том случае, если около очага или источника не было отмечено ни гроз, ни ливней, ни мощных кучевых облаков, то указывалось расстояние или до ближайшей вершины волнового возмущения, или до ближайшей точки окклюзии, или до ближайшего фронта (холодного, теплого, окклюзии).

Всего за указанный период был рассмотрен 451 отдельный источник и 523 очага, причем очаги в зависимости от количества запеленгованных разрядов, содержащихся в них, были разбиты на четыре группы:

- 1) 219 очагов с небольшой активностью, содержащих по 2—3 запеленгованных разряда;
- 2) 128 очагов с умеренной активностью, содержащих по 4—6 запеленгованных разрядов;
- 3) 87 очагов с большой активностью, содержащих по 7—12 запеленгованных разрядов;
- 4) 89 очагов с очень большой активностью, содержащих 13 и более запеленгованных разрядов.

Как для отдельных источников, так и для каждой группы очагов были составлены табл. 1—7, где дано количество источников и очагов в процентах от общего количества очагов в данных группах, на площади которых или на некотором расстоянии от которых на синоптической карте отмечены грозы, а в случае отсутствия их — зарницы или ливни, или мощные кучевые облака, или вершина волнового возмущения, или точка окклюзии, или фронтальные разделы.

Из табл. 2—5 видно, что очаги атмосфериков тем лучше связаны с грозами и зарницами на синоптической карте, чем они активнее. Так, грозы и зарницы наблюдаются на 9,2% площади очагов с небольшой активностью, на 41,6% площади очагов с большой активностью и на 54% площади очагов с очень большой активностью. Для очагов с единичными разрядами соответствие гроз и зарниц оценивается в 0,7%. Улучшение связи очагов атмосфериков с грозами по мере увеличения активности очагов можно объяснить неполнотой синоптической карты.

Так как сеть метеорологических станций сравнительно редка и наблюдатели могут не заметить всех гроз, происходящих на площади очага, приведем также количество очагов различной активности в процентах от общего количества, когда на их площади наблюдаются

Таблица 1

Связь отдельных источников атмосфериков с погодой на всей освещенной территории (количество источников — 451)

Погода и фронты	Расстояние от источника, км			
	0	100	101—249	250
Гроза	0,7	11,1	11,1	15,5
Зарница	—	1,1	1,3	2,3
		25,3		
Ливень	1,3	7,3	7,6	9,6
Мощные кучевые облака	2,4	5,5	5,3	6,0
Вершины волновых возмуще- ний	0,2	0,9	0,4	0,9
Точка окклюзии	—	—	0,7	—
Холодный фронт	1,1	1,6	1,8	1,1
Теплый фронт	—	0,9	1,3	0,4
Фронт окклюзии	0,2	—	0,4	—
	5,9	28,4	29,9	35,8
		64,2%		

Таблица 1а

Связь отдельных источников атмосфериков с погодой на территории, близко расположенной к пунктам пеленгования (количество источников — 78)

Погода и фронты	Расстояние от источника, км				
	на месте источника	100	101—250	251—500	500
Гроза		25,6	10,2	11,5	
Зарница		—	1,3	1,3	
		37,1			
Ливень	1,3	11,5	11,5	5,1	
Мощные кучевые облака		3,8	3,8	6,4	
Вершины волновых возмуще- ний					
Точка окклюзии			1,3		
Холодный фронт			2,6		
Теплый фронт			1,3	1,3	
Фронт окклюзии					
	1,3	40,9	32,0	25,6	
		74,2%			

Таблица 1б

Связь отдельных источников с погодой на территории, несколько удаленной от пунктов пеленгования (количество источников — 230)

Погода и фронты	Расстояние от источника, км				
	на месте источника	100	101—250	251—500	500
Гроза	0,9	11,8	13,1	10,0	3,0
Зарница	—	1,3	0,9	1,3	0,9
Ливень	1,7	8,7	7,4	6,5	0,4
Мощные кучевые облака	3,5	4,4	4,8	4,8	—
Вершины волнового возмуще- ния	—	0,9	0,9	1,3	0,4
Точка окклюзии	—	—	—	—	—
Холодный фронт	1,7	2,2	2,2	1,3	
Теплый фронт	—	1,3	1,3	—	
Фронт окклюзии	0,4	—	0,9	—	
	8,2	30,6	31,5	25,2	4,7
		70,3%		29,9%	

Таблица 1в.

Связь отдельных источников атмосфериков с погодой на территории,
удаленной от пунктов пеленгования (количество источников — 143)

Погода и фронты	Расстояние от источника, км				
	на месте источника	100	101—250	251—500	500
Гроза	0,7	2,1	8,4	10,5	11,2
Зарница	—	1,4	2,1	2,1	0,7
		14,7			
Ливень	0,7	2,8	5,6	11,2	4,9
Мощная кучевая облачность	2,1	8,4	7,0	5,6	2,1
Вершина волнового возмущения	0,7	1,4			
Точка окклюзии	—	—	1,4		
Холодный фронт	0,7	1,4	0,7	1,4	
Теплый фронт	—	0,7	1,4		
Фронт окклюзии	—	—	—	0,7	
	4,9	18,2	26,6	31,5	18,9
		49,7%		50,4%	

Таблица 2

Связь слабоактивных очагов с погодой на всей освещаемой территории
(количество очагов — 219)

Погода и фронты	Расстояние от очага, км			
	на площади очага	100	101—250	250
Гроза	7,8	12,3	13,7	9,1
Зарница	1,4	0,9	0,5	0,5
		36,6		
Ливень	3,7	9,1	8,2	3,2
Мощные кучевые облака	3,7	9,1	4,6	3,2
Вершина волнового возмущения	—	—	2,3	
Точка окклюзии	—	—	0,5	
Холодный фронт	1,8	—	0,9	0,5
Теплый фронт	1,4			0,5
Фронт окклюзии	0,5			
	21,2	31,4	30,7	17,0
		83,3%		

Таблица 2а

Связь слабоактивных очагов с погодой на территории, близко расположенной
к пунктам наблюдения (количество очагов — 34)

Погода и фронты	Расстояние от очага, км				
	на площади очага	100	101—250	251—500	500
Гроза	14,7	17,7	14,7	2,9	
Зарница	—	—	—		
		47,1			
Ливень	5,9	17,7	5,9	2,9	
Мощная кучевая облачность		14,7	2,9		
Вершина волнового возмущения					
Точка окклюзии					
Холодный фронт					
Теплый фронт					
Фронт окклюзии					
	20,6	50,1	23,5	5,8	
		94,2%			

Таблица 2б

Связь слабоактивных очагов с погодой на территории, несколько удаленной
от пунктов пеленгования (количество очагов — 133)

Погода и фронты	Расстояние от очага, км				
	на площади очага	100	101—250	251—500	500
Гроза	8,3	12,0	15,0	8,3	1,5
Зарница	0,8	1,5			
		37,6			
Ливень	3,8	8,3	9,0	3,0	0,8
Мощная кучевая облачность	3,0	6,8	4,5	1,5	
Вершина волнового возмуще- ния	0,8	—	3,0		
Точка окклюзии					
Холодный фронт	3,0		1,5		
Теплый фронт	2,2			0,8	
Фронт окклюзии	0,8				
	22,7	28,5	33,0	13,6	2,3
		84,3%			

Таблица 2в

Связь слабоактивных очагов атмосфериков с погодой на удаленной от пунктов
пеленгования территории (количество очагов — 52)

Погода и фронты	Расстояние от очага, км				
	на площади очага	100	101—250	251—500	500
Гроза	1,9	9,6	9,6	9,6	1,9
Зарница	3,8		1,9		
		26,8			
Ливень	1,9	5,8	7,7	3,8	
Мощная кучевая облачность	7,7	11,5	5,7	9,6	
Вершина волнового возмуще- ния	1,9	—	1,9		
Точка окклюзии			1,9		
Холодный фронт					1,9
Теплый фронт					
Фронт окклюзии					
	17,2	26,9	28,7	23,0	3,8
		72,8%		26,8%	

Таблица 3

Связь умеренно активных очагов с погодой на всей освещаемой территории
(количество очагов — 128)

Погода и фронты	Расстояние от очага, км			
	на площади очага	100	101—250	250
Гроза	27,4	10,9	10,9	1,6
Зарница	3,1	0,8	0,8	
		53,9		
Ливень	7,0	6,2	3,1	
Мощные кучевые облака . . .	9,4	5,4	7,0	0,8
Вершина волн. возмущения . .	2,3	0,8		
Точка окклюзии		0,8		
Холодный фронт	0,8			
Теплый фронт				
Фронт окклюзии	0,8			
	50,8	34,9	21,8	2,4
		97,5%		2,4%

Таблица 4

Связь очагов большой активности с погодой (количество очагов — 87)

Погода и фронты	Расстояние от очага, км			
	на площади очага	100	101—250	250
Гроза	37,0	16,1	10,3	
Зарница	4,6	1,1		
		69,1		
Ливень	10,3	2,3	2,3	
Мощная кучевая облачность	5,7	4,6	1,1	
Вершина волн. возмущения	1,1	2,3		
Точка окклюзии				
Холодный фронт	1,1			
Теплый фронт				
Фронт окклюзии				
	59,8	26,4	13,7	
		100%		

Таблица 5

Связь очагов очень большой активности с погодой (количество очагов — 89)

Погода и фронты	Расстояние от очага, км			
	на площади очага	100	101—250	250
Гроза	49,5	16,8	7,9	
Зарница	4,5			
		78,7		
Ливень	6,7	1,1		
Мощная кучевая облачность	4,5	1,1		
Вершина волн. возмущения	3,4			
Точка окклюзии			2,2	
Холодный фронт	1,1			
Теплый фронт	1,1			
Фронт окклюзии				
	70,8	19,0	10,1	
		100%		

явления, характерные для неустойчивого состояния атмосферы, т. е. не только грозы и зарницы, но ливни и мощная кучевая облачность. Так, для очагов со слабой активностью эта величина составляет 16,6%, для очагов с умеренной активностью — 46,9%, для очагов с большой активностью — 57,6%, для очагов с очень большой активностью — 65,2% а для источников с единичными разрядами — 4,4%. Иногда на площади запеленгованных очагов нет метеорологических станций, но через очаг проходят фронтальные разделы, проведенные по данным метеостанций, находящихся за пределами очагов. В связи с этим подсчитан процент очагов различной активности от общего количества для случаев, когда на площади их наблюдаются явления погоды, характерные для неустойчивого состояния атмосферы, а также фронтальные разделы. Так, для очагов со слабой активностью эта величина составляет 21,2%, для очагов с умеренной активностью — 50,8%, для очагов с большой активностью — 59,8%, для очагов с очень большой активностью — 70,8% и для единичных разрядов — 5,9%.

Если очаги атмосфериков сопоставлять с грозами и зарницами (а также с ливнями, характерными для неустойчивого состояния атмосферы, и с фронтальными разделами), наблюдающимися на площади, поперечные размеры которой превосходят на 200 км поперечные размеры очага (или, что то же самое, на расстоянии 100 км от очага), то оказывается, что указанным явлениям соответствует 22,4% (52,6%) очагов со слабой активностью, 42,2% (75,7%) очагов с умеренной активностью, 58,8% (86,2%) очагов с большой активностью и 70,8% (89,8%) очагов с очень большой активностью, а также 12,9% (34,3%) источников с единичными разрядами. И, наконец, если очаги атмосфериков сопоставлять с грозами и зарницами (а также со всеми явлениями, характерными для неустойчивого состояния атмосферы, и фронтальными разделами), наблюдающимися на площади, поперечные размеры которой превосходят на 500 км поперечные размеры очага атмосфериков (или, что то же самое, на расстоянии 250 км от очага), то получается, что указанным явлениям соответствует 36,6% (83,3%) очагов с небольшой активностью, 53,9% (97,5%) с умеренной активностью, 69,1% (99,9%) с большой активностью и 78,7% (99,9%) с очень большой активностью, а также 25,3% (64,2%) источников с единичными разрядами.

Сопоставление очагов атмосфериков с грозами, зарницами и другими упомянутыми выше явлениями, находящимися на площади, несколько превышающей площадь очага, оправдывается: 1) неполнотой синоптической карты, вследствие чего грозы и другие явления могут быть не замечены на площади очага, но могут быть замечены на некотором расстоянии от него; 2) некоторой неточностью в определении положения очагов; 3) ограниченным количеством пеленгуемых разрядов, в результате чего площадь, определенная пеленгованием, может быть меньше действительной площади очага.

Из табл. 4 и 5 видно, что для очагов с большой и очень большой активностью характерно, что на площади, поперечные размеры которой больше поперечных размеров очагов на 500 км, всегда имеют место грозы, ливни и другие явления, характерные для неустойчивого состояния атмосферы.

Назовем очаги атмосфериков, на площади которых и на расстоянии 250 км от которых наблюдаются грозы, зарницы и характерные для неустойчивого состояния атмосферы явления погоды, а также фронтальные разделы, очагами, соответствующими условиям погоды. Тогда можно сказать, что очаги с большой и с очень большой активностью всегда соответствуют условиям погоды.

Очаги с умеренной активностью в 97,5% случаев также соответствуют условиям погоды. Интересно рассмотреть очаги с умеренной активностью, которые не соответствуют погодным условиям. Можно отметить три очага.

1. Очаг, определенный 16/IV 1962 г. в 9 час., площадью 200×100 км², содержащий четыре запеленгованных разряда. На расстоянии 500 км от центра этого очага на синоптической карте указана гроза.

2. Очаг, определенный 19/IV 1962 г. в 21 час, площадью 400×100 км², содержащий четыре разряда. Очаги находятся на территории, слабо освещенной метеорологическими станциями. На расстоянии 500 км от центра очага отмечена мощная кучевая облачность.

3. Очаг, определенный 17/V 1962 г. в 15 час., площадью, несколько превышающей 100×100 км², и содержащий четыре разряда; на расстоянии 450 км от его центра отмечена зарница.

Таким образом, около очагов с умеренной активностью, не соответствующих погодным условиям, на расстоянии больше 250 км имеет место гроза, мощная кучевая облачность и зарница. Эти очаги, за исключением первого, удалены от центра куста пеленгаторов на расстояние свыше 2500 км и находятся на слабо освещенной метеорологическими данными территории. Таким образом, причинами несоответствия могут быть некоторые неточности в определении положения очагов вследствие их удаленности, а также слабая освещенность территории.

Первый рассмотренный очаг хотя и расположен на расстоянии около 1500 км от центра куста пеленгаторов, но он находится почти на одной линии с пунктами в Мурманске, Ленинграде, Киеве и положение его в основном определяется только показаниями пеленгатора в Ростове-на-Дону, случайная расстройка которого могла дать смещение очага.

Чтобы убедиться, что уменьшение точности в определении положения разрядов по мере удаления их от куста пеленгаторов, а также уменьшение освещенности метеорологическими данными уменьшают процент очагов, соответствующих условиям погоды, разделим всю освещаемую территорию на три части: 1) близко расположенную к пунктам пеленгования европейского куста, заключенную между 45 и 60° с. ш. и 25 и 50° в. д.; 2) несколько удаленную от пунктов пеленгования, ограниченную 40 и 65° с. ш. и 0 и 60° в. д., за исключением близко расположенной к пунктам территории; 3) более удаленную от пунктов пеленгования, ограниченную 30 и 70° с. ш. и 20° з. д. и 80° в. д., за исключением близко расположенной и несколько удаленной от пунктов территории. Подсчитаем количество отдельных разрядов и количество слабо активных очагов, связанных с грозами и другими явлениями, характерными для неустойчивого состояния атмосферы для указанных территорий (см. табл. 1а, 1б, 1в, а также 2а, 2б, 2в).

Если принять, что каждая метеорологическая станция может отметить грозу, находящуюся на расстоянии 15 км, то освещаемая ею площадь равна $S=700 \text{ км}^2$.

На карте каждый четырехугольник с основаниями 10° по широте и 5° по долготе имеет около десяти метеорологических станций, не близко расположенных к пунктам пеленгования территории, около восьми метеостанций — на несколько удаленной и около пяти метеостанций — на удаленной территории. Таким образом, метеостанции освещают данными наблюдений над грозами только 1,3% близко расположенной территории, 0,9% несколько удаленной территории и 0,7% удаленной территории, т. е. освещают очень малую территорию, уменьшающуюся по мере удаления от пунктов пеленгования.

Сравнение табл. 2а, 2б, 2в показывает, что процент очагов с малой активностью, связанных с грозами и зарницами (а также с соответствующими условиями погоды), уменьшается по мере удаления очагов от пунктов пеленгования: 47,1% для близко расположенной (94,2%), 37,6% для несколько удаленной (84,3%) и 26,8% для удаленной территории (72,8%).

Из табл. 1а, 1б, 1в следует, что процент источников, связанных с грозами (с соответствующими условиями погоды), также уменьшается по мере удаления от пунктов пеленгования: 37,1% (74,2%) для близко расположенной, 28,0% (70,3%) для несколько удаленной и 14,7% (49,7%) для удаленной территории.

Таким образом, уменьшение связи слабоактивных очагов и отдельных источников атмосфериков с грозами (а также с соответствующими погодными условиями) обуславливается уменьшением освещенности

территории и, до некоторой степени, уменьшением точности определения положения очагов.

Все приведенные выше проценты очагов, соответствующих погодным условиям, нужно рассматривать как имеющие относительное значение, обусловленные использованием карты погоды. Процент будет существенно выше, если перейти к картам погоды, построенным по данным большего количества станций. Очевидно, что соответствие даже отдельных источников атмосфериков с грозowymi разрядами в пределах точности пеленгования будет полным, если сеть метеостанций будет увеличена в 50—100 раз.

Из вышеизложенного можно сделать вывод, что грозовые разряды являются источниками атмосфериков, имеющиеся случаи несоответствия объясняются неполнотой данных, нанесенных на синоптическую карту.

Исследование показывает также, как важны результаты пеленгования при существующей освещенности территории метеорологическими наблюдениями.

К. Н. БАРКАЛОВА

СВЯЗЬ МЕЖДУ КОЛИЧЕСТВОМ ГРОЗ И ЧИСЛОМ АТМОСФЕРНЫХ ПОМЕХ, СОЗДАЮЩИХ НАПРЯЖЕННОСТЬ ПОЛЯ ВЫШЕ ЗАДАННОГО УРОВНЯ

Рассматривается вопрос о связи между количеством гроз над Европейским материком и числом атмосферных помех, создающих напряженность поля выше заданного уровня, которые регистрировались в Воейково и Одессе.

Регистрация числа атмосферных помех производилась при помощи приборов, принцип действия которых описан в статье [1].

Для выявления связи между количеством гроз и числом атмосферных помех были использованы результаты регистрации атмосферных помех для уровней, создающих напряженность поля в атмосфере выше 0,1; 0,2; 0,3; 0,5 и 1,0 в/м, полученные в Воейково за два грозовых сезона (май—сентябрь) 1961 и 1962 гг. и в Одессе за грозовой период 1962 г.

Количество гроз просуммировано по картам погоды за четыре основных синоптических срока (03, 09, 15 и 21 час московского времени). Учитывая неравномерность густоты сети метеорологических станций, был введен условный переводной коэффициент из расчета, что на площади квадрата со сторонами 5° широты и 5° долготы должны располагаться 10 синоптических станций. Таким образом, было получено относительное количество гроз над Европейским материком.

При подсчете корреляционных зависимостей нами бралось суммарное количество гроз по всему Европейскому матерiku и по территории, ограниченной $45-60^\circ$ с. ш. и $20-60^\circ$ в. д. Эта ограниченная нами площадь занимает в основном Европейскую территорию СССР, и в дальнейшем для краткости будем ее называть ЕТС. Найденные значения коэффициентов корреляции даны в табл. 1 и 2.

В результате анализа полученных данных можно сделать заключение, что между количеством гроз и численным значением атмосферных помех, зарегистрированных в Воейково и Одессе, имеется хорошая корреляционная зависимость. Причем эта зависимость, вычисленная по данным Воейково, несколько лучше, чем по данным Одессы.

Следует отметить, что больший вклад в число атмосферных помех летом вносят грозы, имеющие место над ЕТС, чем над всей Европой. Особенно хорошо это видно по данным Воейково за грозовой сезон 1961 г. Исключением являются уровни 0,2; 0,5 и 1,0 в/м, на которых регистрировались атмосферные помехи в Одессе. Здесь коэффициент корреляции между числом зарегистрированных помех и количеством гроз,

отмеченным на Европой, несколько выше, чем между помехами и грозами, отмеченными над ЕТС.

Таблица 1

Значения коэффициентов корреляции по данным, зарегистрированным в Воейково

Год	Напряженность поля, в/м									
	0,1		0,2		0,3		0,5		1,0	
	ЕТС	Евро-па	ЕТС	Евро-па	ЕТС	Евро-па	ЕТС	Евро-па	ЕТС	Евро-па
1961 . .	0,91	0,80	0,93	0,87	0,84	0,77	0,93	0,86	0,93	0,90
1962 . .	0,97	0,97	0,96	0,97	0,92	0,93	—	—	0,93	0,92

Таблица 2

Значения коэффициентов корреляции по данным, зарегистрированным в Одессе

Год	Напряженность поля, в/м									
	0,1		0,2		0,3		0,5		1,0	
	ЕТС	Евро-па	ЕТС	Евро-па	ЕТС	Евро-па	ЕТС	Евро-па	ЕТС	Евро-па
1962 . .	0,80	0,74	0,81	0,84	0,77	0,73	0,82	0,87	0,72	0,82

Закключение

В результате произведенных расчетов выявлено наличие хорошей корреляционной зависимости между количеством гроз и числом атмосферных помех, создающих напряженность поля выше уровней 0,1; 0,2; 0,3; 0,5 и 1,0 в/м, причем эта связь получилась лучше для территории, ограниченной 45—60° с. ш. и 20—60° в. д., чем для всего Европейского континента.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лызар П. С. Полупроводниковые грозорегистраторы. (См. настоящий сборник.)

ТЕОРИЯ ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНОГО ДИНАМИЧЕСКОГО ЭЛЕКТРОМЕТРА

Дается теория дифференциального роторного электрометра для случая, когда емкость источника измеряемого напряжения больше входной емкости электрометра. Получены расчетные формулы.

При исследовании ионизационных характеристик атмосферы в ряде случаев необходимо производить измерения разностей двух одинаковых по знаку напряжений [1]. В частности, подобного рода измерения имеют важное значение при исследованиях проводимости воздуха с самолета в облаках, во время которых, чтобы исключить влияние тока помехи, создаваемого облачными каплями, производится компенсация этого тока с помощью дополнительного аспирационного конденсатора, вырабатывающего компенсационное напряжение, равное напряжению помехи. Вычитание напряжения помехи из напряжения, созданного полезным сигналом и помехой, наиболее удобно производить с помощью дифференциальных динамических электрометров, так как они, обладая высоким входным сопротивлением, дают в то же время возможность использовать усилители переменного тока и производить вычитание указанных сигналов на входе измерительной схемы, что в свою очередь сокращает число каналов усиления с двух до одного и снижает требования к динамическому диапазону усилителя.

В настоящее время существует значительное число разнообразных конструкций динамических электрометров. По характеру движения электродов, осуществляющих преобразование, электрометры могут быть разделены на динамические с вибрирующими электродами и динамические с вращающимися электродами. Указанные модификации приборов применяются в разного рода схемах, используемых для изучения атмосферного электричества [1].

В настоящей статье рассматривается теория дифференциального динамического электрометра, построенного на базе самолетного электростатического флюксметра ротационного типа [1].

Электростатический флюксметр превращается в электрометр (рис. 1) за счет размещения над его измерительной 1 и экранирующей 2 пластинами приемных электродов 3 и 4 (рис. 1 а). Приемные электроды представляют собой четыре сектора, соединенные попарно, первый с третьим, второй с четвертым (рис. 1 б). Измерительная пластина выполнена в виде

сплошного круга. Модуляция в этом случае обеспечивается тем, что экранирующая пластина попеременно открывает и закрывает приемные электроды от измерительной пластины. Так как приемные электроды по плоскости смещены друг относительно друга на 180 электрических гра-

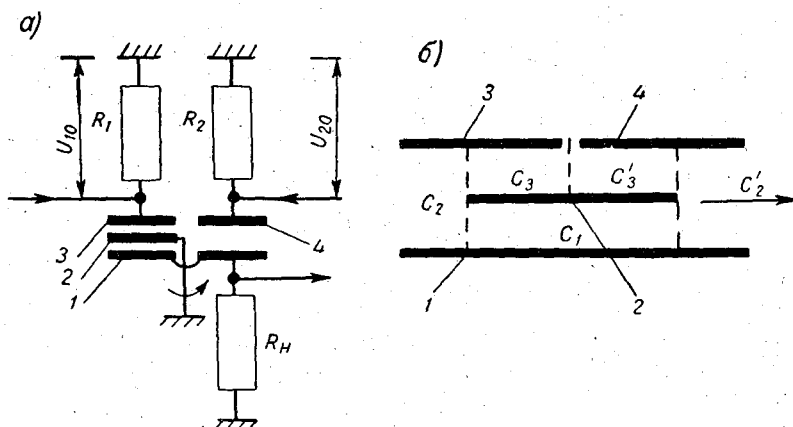


Рис. 1. Принципиальная схема динамического электрометра (а); система емкостей, образованных электродами динамического электрометра (б).

дусов, то переменное напряжение на сопротивлении R_H будет пропорционально разности напряжений постоянного тока U_{10} и U_{20} на сопротивлениях R_1 и R_2 .

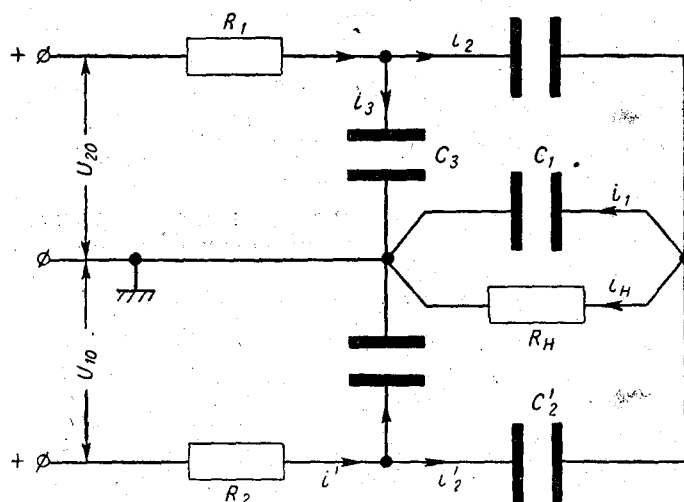


Рис. 2. Эквивалентная электрическая схема дифференциального электрометра.

Анализ схемы дифференциального электрометра удобно проводить, представив схему электрометра (рис. 1 а) в виде эквивалентной электрической схемы (рис. 2), в которой емкости C_2 , C_3 , C'_2 и C'_3 являются переменными. Составим для этой схемы систему уравнений Кирхгофа:

$$\left. \begin{aligned}
 i &= i_2 + i_3, \\
 i_2 + i'_2 &= i_1 + i_n, \\
 i' &= i'_2 + i'_3, \\
 U_{10} &= iR_1 + \frac{1}{C_3} \int i_3 dt, \\
 -\frac{1}{C_3} \int i_3 dt + \frac{1}{C_2} \int i_2 dt + \frac{1}{C_1} \int i_1 dt &= 0, \\
 -\frac{1}{C_1} \int i_1 dt + i_n R_n &= 0, \\
 \frac{1}{C'_3} \int i'_3 dt - \frac{1}{C'_2} \int i'_2 dt - \frac{1}{C_1} \int i_1 dt &= 0, \\
 U_{20} &= -i'R_2 - \frac{1}{C'_3} \int i'_3 dt.
 \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

Решение этой системы уравнений в элементарных функциях представляет большие трудности. Однако систему можно упростить, если принять, что постоянные времени входов электрометра значительно больше периода модуляции $R_1 C_{cp} \gg T, R_2 C'_{cp} \gg T$ ($C_{cp} = C_{20} + C_{30}$, $C'_{cp} = C'_{20} + C'_{30}$ — средние емкости входов электрометра). При таких условиях в установившемся режиме работы токи i и i' становятся равными нулю, причем этот режим уже имеет место при $RC_{cp} = 4,6 T$ [1]. Такое допущение позволяет нам исключить из рассмотрения контуры, содержащие сопротивления R_1 и R_2 , в связи с чем число уравнений в системе (1) значительно сократится:

$$\left. \begin{aligned}
 i_2 + i'_2 &= i_1 + i_n, \\
 -\frac{1}{C_3} \int i_3 dt + \frac{1}{C_2} \int i_2 dt + \frac{1}{C_1} \int i_1 dt &= 0, \\
 -\frac{1}{C_1} \int i_1 dt + i_n R_n &= 0, \\
 -\frac{1}{C'_3} \int i'_3 dt + \frac{1}{C'_2} \int i'_2 dt + \frac{1}{C_1} \int i_1 dt &= 0.
 \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

Решая эту систему относительно тока i_n , находим дифференциальное уравнение изменения заряда на измерительной пластине электрометра

$$\left[C_1 + \frac{C_2 C_3}{C_2 + C_3} + \frac{C'_2 C'_3}{C'_2 + C'_3} \right] R_n \frac{dq_n}{dt} + q_n = \frac{C_2}{C_2 + C_3} q + \frac{C'_2}{C'_2 + C'_3} q', \quad (3)$$

где q и q' — средние заряды системы электродов динамического электрометра.

Каждое слагаемое в правой части уравнения представляет собой мгновенное значение заряда на соответствующей емкости (C_2 или C'_2). При периодическом изменении емкостей C_2 и C'_2 заряды на них изменяются, однако средние заряды в течение цикла сохраняются постоянными (так как $i=0, i'=0$), происходит только перераспределение зарядов q и q' между емкостями C_2 и C_3 , C'_2 и C'_3 соответственно. В силу того, что средние заряды системы сохраняются постоянными в течение периода модуляции, они могут быть выражены формулами:

$$q = U_{10} (C_{20} + C_{30}), \quad (4)$$

$$q' = U_{20} (C'_{20} + C'_{30}), \quad (5)$$

где $(C_{20} + C_{30})$ и $(C'_{20} + C'_{30})$ — средние емкости приемных электродов.

В дальнейших выкладках следует учесть два упрощающих обстоятельства. В большинстве случаев, встречающихся в практике измерений с аспирационными конденсаторами, емкости C_3 и C_3' существенно больше емкостей C_2 и C_2' , причем коэффициенты модуляции емкостей C_3 и C_3' малы, так как к этим емкостям добавляются еще значительные по величине емкости источников измеряемых напряжений и зарядов. Поэтому считаем, что

$$\begin{aligned} C_2 + C_3 &\approx C_{20} + C_{30}, \\ C_2 + C_3 &\approx C_{20} + C_{30}. \end{aligned}$$

Учитывая соотношения (4) и (5), а также два последних замечания, уравнение (3) можно преобразовать к виду

$$(C_1 + C_2 + C_2') R_H \frac{dq_H}{dt} + q_H = C_2 U_{10} + C_2' U_{20}. \quad (6)$$

Для решения этого уравнения необходимо знать законы изменения емкостей C_2 и C_2' (ввиду того что экранная пластина вращается над

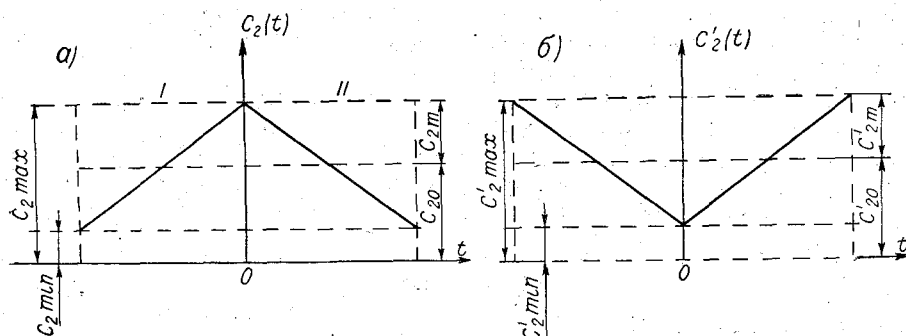


Рис. 3. График изменения емкости $C_2(t)$ при движении экрана (а); график изменения емкости $C_2'(t)$ при движении экрана (б).

сплошной измерительной пластиной, емкость C_1 постоянна). Обычно [1] закон изменения указанных емкостей задается линейным в зависимости от времени t

$$C(t) = at + b, \quad (7)$$

что легко достижимо при применении электродов простой геометрической формы (например, в виде секторов). Графики изменения емкостей C_2 и C_2' во времени представлены на рис. 3 а, б. С учетом обозначений, принятых на этих рисунках, нетрудно найти выражение, описывающее изменение емкостей C_2 и C_2' при движении экрана.

Емкость C_2

Первый полупериод (I)

$$C_2^I(t) = C_{20} \left[1 + K_2 \left(1 + \frac{2}{\pi} \omega t \right) \right]. \quad (8)$$

Второй полупериод (II)

$$C_2^{II}(t) = C_{20} \left[1 + K_2 \left(1 - \frac{2}{\pi} \omega t \right) \right]. \quad (9)$$

Здесь $\omega = \frac{2\pi}{T}$ — угловая частота модуляции; $K_2 = \frac{C_{2m}}{C_{20}}$ — коэффициент модуляции емкости C_2 ; C_{2m} — амплитудное значение этой емкости.

Емкость C_2'

Первый полупериод (I)

$$C_2^I(t) = C_{20}' \left[1 - K_2' \left(1 + \frac{2}{\pi} \omega t \right) \right]. \quad (10)$$

Второй полупериод (II)

$$C_2^{II}(t) = C_{20}' \left[1 - K_2' \left(1 - \frac{2}{\pi} \omega t \right) \right]. \quad (11)$$

(Обозначения в формулах те же, что и для случая с емкостью C_2 .)

Разложим функции C_2 и C_2' в ряд Фурье и будем рассматривать только первый член ряда. Остальными членами ряда ввиду их малости можно пренебречь. После несложных преобразований находим

$$C_2(t) = C_{20} (1 + n_2 \cos \omega t), \quad (12)$$

$$C_2'(t) = C_{20}' (1 - n_2' \cos \omega t), \quad (13)$$

где $n_2 = 0,8 K_2$; $n_2' = 0,8 K_2'$.

Подставим полученные выражения (12) и (13) в уравнение (6)

$$\begin{aligned} [C_1 + C_{20} (1 + n_2 \cos \omega t) + C_{20}' (1 - n_2' \cos \omega t)] R_H \frac{dq_H}{dt} + q_H = \\ = C_{20} (1 + n_2 \cos \omega t) U_{10} + C_{20}' (1 - n_2' \cos \omega t) U_{20}. \end{aligned} \quad (14)$$

Ввиду того что схема симметрична ($C_{20} = C_{20}'$ и $n_2 = n_2'$), уравнение (14) можно упростить

$$\begin{aligned} \frac{dq_H}{dt} + \frac{1}{(C_1 + 2C_{20}) R_H} q_H = (U_{10} + U_{20}) \frac{C_{20}}{(C_1 + 2C_{20}) R_H} + \\ + (U_{10} - U_{20}) \frac{C_{20}}{(C_1 + 2C_{20}) R_H} n_2 \cos \omega t. \end{aligned} \quad (15)$$

Введя обозначение постоянной времени по выходу через

$$(C_1 + 2C_{20}) R_H = \tau, \quad (16)$$

получим окончательно

$$\frac{dq_H}{dt} + \frac{1}{\tau} q_H = (U_{10} + U_{20}) \frac{C_{20}}{\tau} + (U_{10} - U_{20}) \frac{C_{20}}{\tau} n_2 \cos \omega t. \quad (17)$$

Решая последнее уравнение при начальных условиях $t=0$, $q_H=0$, находим выражение для заряда на измерительной пластине электрометра

$$\begin{aligned} q_H = (U_{10} + U_{20}) C_{20} + (U_{10} - U_{20}) \frac{C_{20} n_2}{1 + (\omega \tau)^2} (\cos \omega t + \omega \tau \sin \omega t) + \\ + (U_{10} - U_{20}) C_{20} e^{-\frac{1}{\tau} t} + (U_{10} - U_{20}) \frac{C_{20}}{1 + (\omega \tau)^2} e^{-\frac{1}{\tau} t}. \end{aligned} \quad (18)$$

Введем обозначение $\omega \tau = \operatorname{tg} \gamma$ и рассмотрим установившийся режим ($t \rightarrow \infty$), тогда

$$q_H = (U_{10} + U_{20}) C_{20} + (U_{10} - U_{20}) \frac{C_{20}}{\sqrt{1 + (\omega \tau)^2}} n_2 \cos (\omega t - \gamma). \quad (19)$$

Взяв производную по времени от выражения (19), находим ток i_n и напряжение U_n на сопротивлении R_n

$$i_n = \frac{dq_n}{dt} = -(U_{10} - U_{20}) C_{20} \frac{\omega}{\sqrt{1 + (\omega\tau)^2}} n_2 \sin(\omega t - \gamma), \quad (20)$$

$$U_n = i_n R_n = -(U_{10} - U_{20}) \frac{C_{20}}{C_1 + 2C_{20}} \cdot \frac{1}{\sqrt{1 + \frac{1}{(\omega\tau)^2}}} n_2 \sin(\omega t - \gamma). \quad (21)$$

Выражения для тока и напряжения могут быть найдены из соотношений (20) и (21) и для крайних режимов работы электрометра, приняв $\omega\tau \rightarrow 0$ (режим тока) и $\omega\tau \rightarrow \infty$ (режим напряжения).

Токовый режим

$$i_t = -(U_{10} - U_{20}) C_{20} \omega n_2 \sin \omega t. \quad (22)$$

Режим напряжения

$$U_n = (U_{10} - U_{20}) \frac{C_{20}}{C_1 + 2C_{20}} n_2 \cos \omega t. \quad (23)$$

Важной характеристикой динамического электрометра является коэффициент преобразования (отношение максимальной амплитуды переменного напряжения на выходе электрометра к действующему на входе его постоянному напряжению).

$$K_U = \left| \frac{U_{nm}}{U_{10} - U_{20}} \right| = \frac{C_{20}}{C_1 + 2C_{20}} \cdot \frac{1}{\sqrt{1 + \frac{1}{(\omega\tau)^2}}} n_2. \quad (24)$$

Выведенные выше формулы могут быть использованы для расчета дифференциальных электрометров. При этом коэффициент n_2 , входящий в эти формулы, следует принимать равным 0,8, т. е. считать, что коэффициент модуляции K_2 равен 100%. Такое предположение справедливо, так как при конструировании электродов форму и размеры их можно выбрать такие, что емкость C_{2min} будет близка к нулю (полная экранировка приемного электрода). Емкость C_{20} при расчете электрометра следует принимать с учетом краевого эффекта, который приводит к уменьшению активной площади окна экранирующей пластины на величину ph , где p — периметр окна, h — расстояние между приемными электродами и поверхностью экрана, обращенной к измерительной пластине.

Анализируя выражение (24), можно сделать такие выводы. Коэффициент преобразования электрометра зависит от $\omega\tau$. При прочих равных условиях с увеличением $\omega\tau$ коэффициент K_U увеличивается и становится независимым от частоты модуляции. С уменьшением $\omega\tau$ K_U стремится к нулю. При самых благоприятных условиях ($C_1 = 0$, $\omega\tau \rightarrow \infty$) коэффициент преобразования электрометра не может быть больше 0,4.

В заключении статьи рассмотрим вопрос о выборе постоянной времени электрометра при нестабильной частоте вращения экрана. Обычно для исключения влияния частоты вращения экрана предлагают работать в области $\tau = (5 \div 10) T$ [1]. Однако расчет постоянной времени по указанной формуле не всегда бывает полезен, так как это может привести к неоправданному повышению емкости ($C_1 + 2C_{20}$) или сопротивления R_n . Так, при увеличении R_n требуется применять усилители с большими входными сопротивлениями или с большим усилением при увеличении емкости ($C_1 + 2C_{20}$). Поэтому при расчете электрометра, в котором предполагается использование двигателя с нестабилизированной скоростью

вращения, необходимо исходить из заданной погрешности γ_U и нестабильности оборотов двигателя γ_ω , чтобы найти оптимальное значение $\omega\tau$.

Дифференцируя предварительно логарифмированное выражение (21) для амплитудного значения напряжения U_n , находим

$$\gamma_n = \frac{1}{1 + (\omega\tau)^2} \gamma_\omega \quad (25)$$

или

$$\frac{\tau}{T} = \frac{1}{2\pi} \sqrt{\frac{|\gamma_\omega|}{|\gamma_U|} - 1}, \quad (26)$$

где T — период модуляции;

$$\gamma_\omega = \frac{\Delta\omega}{\omega}; \quad \gamma_U = \frac{\Delta U_{nm}}{U_{nm}}.$$

В качестве примера найдем значение $\frac{\tau}{T}$ для $\gamma_U = \pm 1\%$ и $\gamma_\omega = \pm 20\%$ (двигатель с нестабилизированной скоростью). Расчет по формуле (26) дает $\tau = 0,68 T$, т. е. нет необходимости выполнять условие $\tau = (5 \div 10) T$.

ЛИТЕРАТУРА

1. Имянитов И. М. Приборы и методы изучения электричества атмосферы. Гостехиздат, М., 1957.

К ВОПРОСУ ОБ ИЗМЕРЕНИИ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ ПРОВОДИМОСТИ ВОЗДУХА В СВОБОДНОЙ АТМОСФЕРЕ С САМОЛЕТА

Рассматриваются методы, позволяющие исключить влияние собственных зарядов самолета, сильных электростатических полей атмосферы, облачных и дождевых капель на измеряемую проводимость воздуха при полетах в облаках и в областях с сильными электростатическими полями.

Описывается прибор для измерения электропроводности воздуха, схема и конструкция которого позволяют существенно уменьшить токи помехи, создаваемые облачными и дождевыми каплями. Пределы измерений лежат в интервале от $5 \cdot 10^{-6}$ до $2500 \cdot 10^{-6}$ э. с. е. проводимости. Дана теория прибора, оценивается его инструментальная погрешность.

Введение

Одной из самых важных характеристик ионизационного состояния атмосферы является электрическая проводимость воздуха. Сведения о величинах проводимости и ее пространственно-временном распределении необходимы для решения различного рода вопросов как научного, так и прикладного характера. Данные о проводимости воздуха в свободной атмосфере необходимы прежде всего для решения основной проблемы атмосферного электричества — проблемы о возникновении и причинах существования электрического поля атмосферы. Необходимость этих данных обусловлена тем, что в электрическом отношении атмосфера не является электростатической системой, а представляет собой систему, обладающую конечной проводимостью, в которой происходит непрерывный процесс генерации электрических зарядов, в результате чего во всей толще атмосферы протекают электрические токи, в том числе и токи проводимости. Получить данные об этих токах в условиях свободной атмосферы возможно, только измерив проводимость λ и напряженность E . Особенно важными для понимания атмосферноэлектрических процессов являются сведения о проводимости и токах в облаках, так как, согласно теории, выдвинутой еще Вильсоном [1], грозовые облака, а по современным взглядам [2, 3], все облака и аэрозольные слои являются генераторами электричества атмосферы. Несмотря на очевидную важность этого вопроса для теории атмосферного электричества, в настоящее время имеется очень мало прямых и косвенных данных о проводимости воздуха в облаках [4, 5, 6, 7]. Такое положение объясняется тем, что известные приборы, поднимаемые в свободную атмосферу на воздушных шарах, зондах [8, 9, 10, 11, 12] и самолетах [13, 14], не позволяют измерять проводимость в облаках из-за возникновения

больших погрешностей. Эти погрешности вызываются следующими причинами: 1) зондирующее тело, особенно самолет, во многих случаях при полетах в облаках может иметь большой собственный заряд, величина которого достаточна для того, чтобы исказить естественное распределение ионов у поверхности зондирующего тела [13, 15, 16; 17]; 2) помимо собственного заряда зондирующего тела, на результаты измерения оказывают существенное влияние электрические поля атмосферы [17], величина которых вблизи грозových облаков достигает больших значений [18]; 3) источником погрешности при измерениях в облаках может оказаться ток, текущий на приемный электрод аспирационного конденсатора за счет зарядов, создаваемых касающимися его облачными, дождевыми каплями и т. п. [13, 15].

В связи с этим в данной работе рассмотрены методы, с помощью которых, по мнению автора, можно если не исключить полностью, то по крайней мере значительно уменьшить влияние указанных выше погрешностей на результаты измерения проводимости, причем рассматриваются случаи, относящиеся только к измерениям, выполняемым с самолета. В работе дано также описание конструкции и схемы конкретного прибора, разработанного автором, для измерения проводимости воздуха с самолета в свободной атмосфере.

§ 1. Методы исключения влияния облачных капель на результаты измерения проводимости

Как уже отмечалось во введении, облачные капли, касаясь приемного электрода в аспирационном конденсаторе, создают электрический ток, который является помехой и приводит к погрешностям при измерениях проводимости воздуха в облаках и осадках. Заряджение электрода, как и любого другого тела, в общем случае может быть обусловлено передачей электроду каплями своего собственного заряда, баллоэлектрическими явлениями [21] и явлениями контактной разности потенциалов [22]. Так как величина и знак тока помехи зависят от многих факторов (скорости набегания частиц, агрегатного состояния частиц облака, их концентрации, покрытия электрода и т. п.), то его точное вычисление представляет в настоящее время значительные трудности. Поэтому при расчете тока помехи в дальнейшем будем использовать данные о заряджении самолета при полетах в облаках. Ток заряда в этом случае можно найти по изменению собственного заряда самолета при его входе в облака, т. е. в момент, когда разрядные токи за счет коронирования отсутствуют. По данным работы [18], величина тока заряджения может достигать $i_0 = 10^{-3}$ а. При лобовом сечении самолета 10 м^2 (для ЛИ-2) плотность тока на единицу площади лобового сечения составит $i_c' = 10^{-8} \text{ а/см}^2$.

Допуская с известным приближением, что средняя плотность тока, текущего на самолет, совпадает с плотностью тока, заряжающего внутренний электрод аспирационного конденсатора, оценим полный ток помехи, который может иметь место в приборах проводимости обычной конструкции [14]. Для этого рассмотрим аспирационный конденсатор, внутренний электрод которого имеет форму цилиндра с открытыми потоку воздуха торцами и размеры $l = 20 \text{ см}$ и $r_0 = 0,8 \text{ см}$ (диаметр наружного электрода $2R = 5 \text{ см}$). Ток помехи складывается из тока $i_{тн}$, текущего на торцовую поверхность электрода, и тока i_c на его боковую поверхность.

Ток помехи на торец электрода обусловлен инерционным осаждением

капель [24] из набегающего потока и может быть найден из очевидных соображений по формуле

$$i_{\text{тн}} = i_c' \pi r_0^2. \quad (1)$$

Для электрода радиусом $r_0 = 0,8$ см величина этого тока составит $\sim 2 \cdot 10^{-8}$ а.

Перейдем к оценке тока помехи, текущего на боковую поверхность электрода. Этот ток возникает благодаря инерционному и гравитационному механизмам осаждения капель, а также турбулентной диффузии частиц [24].

Инерционное осаждение частиц возникает при непараллельности электрода с направлением потока (подобные нарушения возникают из-за неточности установки прибора на самолете). Пусть, например, внутренний электрод составляет с направлением потока угол $\alpha = 2^\circ = 0,035$ рад (точнее установить прибор трудно). Тогда капли, двигаясь по инерции, будут попадать на электрод и вызывать его электризацию. Величину тока помехи $i_{\text{бн}}$ легко подсчитать из очевидного соотношения

$$i_{\text{бн}} = 2r_0 l \alpha i_c'. \quad (2)$$

Подставляя в эту формулу известные уже величины, получим, что ток помехи равен $\sim 10^{-8}$ а, т. е. такой же, как и ток на торец электрода.

Поток частиц, обусловленный действием силы тяжести, можно вычислить по формуле, приведенной в работе [24], учитывая дополнительно еще спектр капель в облаках,

$$I_r = 2r_0 l g N \sum \frac{n_i \tau_i}{100}, \quad (3)$$

где, кроме уже известных параметров, N — концентрация капель в облаке, кап/см³; g — ускорение силы тяжести, см/сек.², n_i — доля капель со средним радиусом r_i в процентах, τ_i — время релаксации капель с тем же радиусом в секундах.

Поток частиц, вызванный турбулентной диффузией, находится приближенно по формуле Прандтля—Тейлора [24]

$$I_r = \sum D_i \frac{N_i}{\delta_L} = \frac{\text{Re}^{\frac{7}{8}} \cdot N}{100 (R - r_0)} 2\pi r_0 l \sum \frac{n_i D_i}{100}, \quad (4)$$

где D_i — коэффициент молекулярной диффузии для доли капель со средним радиусом r_i в см²/сек., Re — число Рейнольдса, которое находим из формулы

$$\text{Re} = \frac{v (R - r_0)}{\nu},$$

где v — средняя скорость потока в см/сек., ν — кинематическая вязкость воздуха см²/сек.⁻¹

Для расчетов по указанным формулам использовались данные о микроструктуре капельножидких облаков (St , Sc , Ns и др.), в которых размеры капель, как правило, меняются от 2—3 до 20—22 мк [25]. В облаках встречаются капли больших размеров до 100 мк и более, однако вопрос о влиянии этих капель, а также дождевых капель будет рассмотрен ниже. Концентрации капель в облаках составляют обычно от 10^2 до 10^3 см⁻³. В расчетах учитывалось распределение капель по размерам, в связи с чем был использован типичный спектр облачных капель, вычисленный по формуле Хргиана—Мазина и разбитый на 10 участков.

При оценке тока помехи, возникающего из-за инерционного осаждения капель на электрод, полагаем, что плотность тока электризации электрода аспирационного конденсатора такая же, как средняя плотность тока электризации всего самолета в целом. При этом считаем, что электризационная способность капли, т. е. тот заряд, который получает тело при столкновении с каплями, одинакова в обоих случаях. Такое допущение не является точным, так как известно, что этот эффект зависит от многих факторов [22], трудно поддающихся вычислениям и требующих специальных исследований. Однако для приближенных вычислений такой подход справедлив.

Электризационную способность рассчитываем из следующих соображений. На единицу среднего сечения самолета при полете в облаке, как уже говорилось выше, за секунду попадает около 10^{-8} к. Зная число капель в см^3 и скорость ($N=1000 \text{ см}^{-3}$, $v=50 \text{ м/сек.}$), находим

$$q_k = \frac{i'_c}{vN} = \frac{10^{-8}}{5 \cdot 10^3 \cdot 10^3} = 2 \cdot 10^{-15}, \quad (5)$$

где q_k — электризационная способность капли.

Проведенные выше расчеты показывают, что в диапазоне облачных капель радиусом 2—3 мк и более основную роль в создании тока помехи играет инерционное осаждение капель на лобовую и боковую поверхности внутреннего электрода. Ток помехи, обусловленный гравитационным осаждением капель на горизонтально расположенный электрод, незначителен по сравнению с током $i_{\text{ти}} + i_{\text{би}}$ и соизмерим с током проводимости $i_\lambda = 10^{-11}$ а при $\lambda = 500 \cdot 10^{-6}$ э.с.е. (табл. 1). При вертикальном расположении электрода гравитационный ток может быть значительно уменьшен.

В рассматриваемой области размеров капель электрический ток, вызванный турбулентной диффузией, является ничтожным по величине и существенного влияния на результаты измерения оказать не может. Величина тока i_t может быть значительной для капель с радиусом, меньшим 1—2 мк.

Таким образом, общий ток помехи, который может возникнуть при полете через облака, составляет приблизительно $i_n = 3 \cdot 10^{-8}$ а. Ток проводимости в аспирационном конденсаторе при проводимости $\lambda = 5 \cdot 10^{-6}$ э.с.е. (нижний предел) и напряжении на наружном электроде 150 в равен $\sim 1 \cdot 10^{-13}$ а. При таком соотношении помехи и сигнала $\left(\frac{i_n}{i_\lambda} = 3 \cdot 10^5\right)$ измерение проводимости в облаках с помощью аспирационных конденсаторов без специальных защит становится невозможным. Исключить или уменьшить влияние этих токов можно двумя способами: ограничив попадание облачных капель в аспирационный конденсатор или используя схемы, в которых компенсируются заряды, приносимые на электрод облачными частицами. Однако применение второго способа затруднительно из-за большого отношения помехи к сигналу и трудностей технического порядка (повышаются, например, требования к точностям изготовления деталей, жесткости изоляторов и т. п.). По-видимому, более целесообразно применять этот способ в сочетании с первым.

Рассмотрим конструкцию устройства, позволяющего очистить от капель воздух, проходящий через аспирационный конденсатор. В основу такого устройства положен принцип инерционных фильтров, нашедший широкое применение в технике [24] и аэрологических измерениях [26]. Процесс очистки воздуха от облачных капель заключается в том, что при набегании воздушного потока на аспирационный конденсатор

Таблица 1

№ интер- вала i	Интер- вал разме- ров	Средний радиус r_i мк	n_i %	τ_i сек.	D_i см ² /сек.	$\frac{n_i \tau_i}{100}$	$\frac{n_i D_i}{100}$	I_{ri} капель/сек.	I_{ri} капель/сек.	i_{ri} а	I_{ri} а
1	1—3	2	1,7	$5,0 \cdot 10^{-3}$	$6,1 \cdot 10^{-8}$	$8,75 \cdot 10^{-7}$	$10,3 \cdot 10^{-10}$	275	0,014	$5,5 \cdot 10^{-14}$	$0,03 \cdot 10^{-15}$
2	3—5	4	5,7	$1,97 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-8}$	$11,2 \cdot 10^{-6}$	$17,1 \cdot 10^{-10}$	351	0,023	$7 \cdot 10^{-13}$	$0,046 \cdot 10^{-15}$
3	5—7	6	17,3	$4,3 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-8}$	$74,5 \cdot 10^{-6}$	$34,6 \cdot 10^{-10}$	2340	0,048	$4,7 \cdot 10^{-12}$	$0,1 \cdot 10^{-15}$
4	7—9	8	27	$7,8 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-8}$	$210 \cdot 10^{-6}$	$40,5 \cdot 10^{-10}$	6600	0,057	$13,2 \cdot 10^{-12}$	$0,12 \cdot 10^{-15}$
5	9—11	10	21	$1,23 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-8}$	$25,9 \cdot 10^{-5}$	$25,4 \cdot 10^{-10}$	8100	0,036	$16,2 \cdot 10^{-12}$	$0,07 \cdot 10^{-15}$
6	11—13	12	17,7	$1,77 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-8}$	$31,6 \cdot 10^{-5}$	$17,7 \cdot 10^{-10}$	10000	0,025	$20 \cdot 10^{-12}$	$0,05 \cdot 10^{-15}$
7	13—15	14	7,3	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$0,86 \cdot 10^{-8}$	$17,5 \cdot 10^{-5}$	$0,25 \cdot 10^{-10}$	5500	0,009	$11 \cdot 10^{-12}$	$0,018 \cdot 10^{-15}$
8	15—17	16	4,6	$3,14 \cdot 10^{-3}$	$0,76 \cdot 10^{-8}$	$14,4 \cdot 10^{-5}$	$3,44 \cdot 10^{-10}$	4500	0,005	$3 \cdot 10^{-12}$	$0,01 \cdot 10^{-15}$
9	17—19	18	1,7	$4 \cdot 10^{-3}$	$0,67 \cdot 10^{-8}$	$6,8 \cdot 10^{-5}$	$1,14 \cdot 10^{-10}$	2140	0,002	$4,3 \cdot 10^{-12}$	$0,004 \cdot 10^{-15}$
10	19—21	20	1	$4,9 \cdot 10^{-3}$	$0,61 \cdot 10^{-8}$	$4,9 \cdot 10^{-5}$	$0,61 \cdot 10^{-10}$	1530	0,001	$3,06 \cdot 10^{-12}$	$0,002 \cdot 10^{-15}$

$$i_r = \sum i_{ri} = 8,2 \cdot 10^{-11} \text{ а}$$

$$i_f = \sum i_{fi} = 0,5 \cdot 10^{-15} \text{ а}$$

с фильтром капли по инерции пролетают мимо заборных отверстий, а очищенный от капель воздух втягивается через эти отверстия внутрь аспирационного конденсатора.

На рис. 1 а показан инерционный фильтр, применяемый в Центральной аэрологической обсерватории. Этот фильтр состоит из полусферического обтекателя 1, который в тыловой части переходит в конус 2. Для того чтобы избежать срыва потока, угол наклона образующих конуса выбран небольшим (около 8°). На боковой поверхности конуса расположены дренажные отверстия для забора воздуха. Возможность попадания облачных частиц определенного радиуса в заборные отверстия зависит от скорости набегающего потока, скорости воздуха в заборных отверстиях, ширины их, превышения точки b над точкой d (рис. 1 а) и радиуса капель.

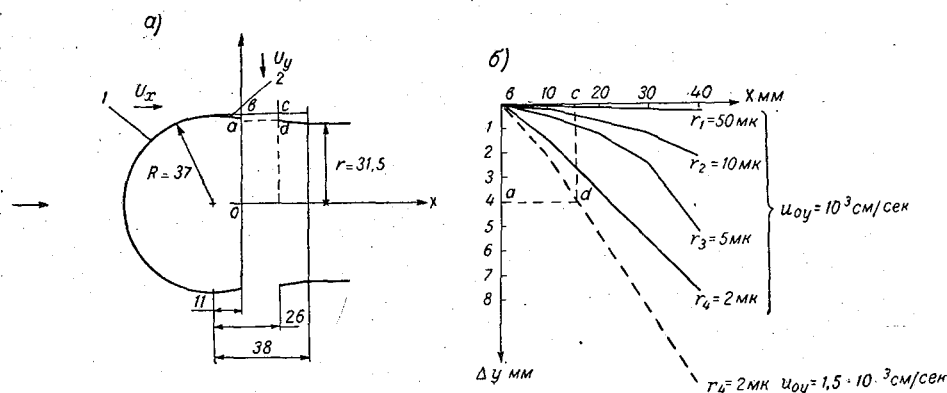


Рис. 1. Инерционный фильтр для очистки воздуха от облачных и дождевых капель (а); траектории капель над дренажным отверстием в зависимости от их размеров, скоростей продольного и поперечного потоков (б).

Связь между указанными элементами находится из решения уравнений движения частиц в потоке. Для этого рассмотрим движение частиц в системе координат xy , расположенной, как показано на рис. 1 а. При малых числах Рейнольдса уравнения движения частиц выражаются следующим образом [24]:

$$\left. \begin{aligned} \frac{dv_x}{dt} &= \frac{1}{\tau} (u_x - v_x), \\ \frac{dv_y}{dt} &= \frac{1}{\tau} (u_y - v_y), \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

где v_x и v_y — составляющие скорости частицы по соответствующим координатным осям; u_x и u_y — составляющие скорости среды, τ — время релаксации капли.

Решение этой системы дифференциальных уравнений в общем виде представляет значительные трудности. Однако, введя ряд допущений, можно получить решение, пригодное для приближенных расчетов. Эти допущения состоят в следующем: 1) вертикальная составляющая скорости потока в заборном отверстии между сечениями bc и ad постоянна (слой тонкий в сравнении с радиусом трубы); 2) вертикальная и горизонтальная составляющие скорости воздуха постоянны по ширине заборного отверстия; 3) вертикальная составляющая скорости облачной частицы равна нулю ($v_y=0$ при $x=0$); 4) скорость капель в горизонтальном направлении совпадает со скоростью среды, т. е. $u_x=v_x$. Тогда система уравнений (6) запишется в виде

$$\left. \begin{aligned} v_x &= u_{0x}, \\ \frac{dv_y}{dt} &= \frac{1}{\tau}(u_{0y} - v_y). \end{aligned} \right\} \quad (7)$$

Решая систему уравнений (7), находим смещение капель в поперечном потоке

$$\left. \begin{aligned} \Delta y &= u_{0y}t - u_{0y}\tau \left(1 - e^{-\frac{t}{\tau}}\right), \\ x &= u_{0x}t. \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

По этим формулам выполнен расчет траекторий движения частиц при скорости набегающего потока $u_{0x} = 50$ м/сек. и двух скоростях потока в заборном отверстии $u_{0y} = 10$ и 15 м/сек. для разных радиусов капель. Результаты этих расчетов показаны на графике рис. 1 б. Анализируя ход траекторий частиц разных размеров, приходим к выводу, что те частицы, у которых траектории пересекают сторону cd прямоугольника $abcd$, не проникнут в аспирационный конденсатор. При выбранных скоростях и размерах защиты облачные капли начиная с $r = 2$ мк (начало спектра) и более не попадают в заборное отверстие.

Важное значение имеет вопрос об отводе влаги, появляющейся на поверхности сферы за счет осаждения капель. Как показывает опыт [26], жидкая влага внутрь не попадает, так как она сбрасывается потоком воздуха на границе перехода шара в конус.

Расчет траекторий производился главным образом для капель, радиус которых не превышал 50 мк, и не учитывались их скорости падения, так как эти скорости достаточно малы по сравнению со скоростью потока воздуха в заборном отверстии. Однако при переходе к более крупным каплям (например, в зонах осадков) пренебрегать скоростью падения капель нельзя. При соответствующем выборе размеров конструкции обтекателя, в частности ширины заборного отверстия и его наклона, можно показать, что и крупные капли не попадут внутрь аспирационного конденсатора. Скорость падения капель размером $r = 3$ мм составляет примерно 900 см/сек. [25]. При такой скорости падения и скорости движения прибора, равной 50 м/сек., капля сместится по вертикали на 2,7 мм. Следовательно, дождевые капли также не будут попадать в аспирационный конденсатор. Очевидно, что инерционный фильтр, рассмотренный нами выше, не позволяет отфильтровать частицы всех встречающихся в атмосфере размеров, в частности, частицы радиусом, меньшим 0,5—1 мк, время релаксации которых весьма мало. Концентрация частиц подобного рода может быть значительной [25] в определенных местах атмосферы. Как указывается в работе [13], ток помехи вне облаков может достигать 10^{-12} а, т. е. сравним с током проводимости.

Помеха, вызванная проникновением в аспирационный конденсатор частицы радиусом, меньшим 1 мк, вследствие сравнимости ее с током проводимости может быть уменьшена путем дифференциального включения двух одинаковых конденсаторов с фильтрами [27] от частиц, больших 1 мк.

В одном из конденсаторов, к наружному электроду которого приложено напряжение, ток на внутренний электрод складывается из тока помехи и тока проводимости. Во втором аспирационном конденсаторе возникает только ток помехи, так как на его наружный электрод напряжение не подается. Здесь в основу положен тот факт, что на частицы указанных радиусов из-за их малой подвижности электрическое поле в конденсаторе не влияет.

Во время измерений в крупнокапельных облаках и осадках происходит разрушение крупных капель при попадании их на обшивку самолета и края заборника. Полагают [28], что при этом происходит изменение проводимости воздуха. Однако этот эффект недостаточно исследован и требует экспериментального подтверждения. Эксперимент на обнаружение изменений проводимости за счет дробления капель может быть проведен во время полета. Для этого на небольшом расстоянии от входа внутри заборной трубы следует установить сетку с мелкими ячейками и с помощью вспомогательного поля закрыть доступ ионов одного знака. Установка требуемой величины поля производится вне облаков, затем, осуществляя полет в осадках или крупнокапельных облаках, можно будет проверить существование эффекта изменения проводимости воздуха за счет дробления капель. Этот же метод может быть использован и для компенсации помехи, вызванной изменением проводимости при дроблении капель. Перед входом вспомогательного аспирационного конденсатора создается сильное электростатическое поле, которое не позволяет ионам окружающего воздуха проникать в заборник, в результате чего проводимость воздуха должна будет зависеть от эффектов, связанных с дроблением капель о края заборника. Конструкция электродов, создающих запирающее поле, должна быть выбрана такой, чтобы силовые линии не оканчивались на краях заборника и воздушные потоки, обдувающие эти электроды, не попадали в заборное отверстие. При таком способе компенсации помехи, в отличие от уже разобранных выше, наружные электроды обоих аспирационных конденсаторов должны быть под напряжением.

§ 2. Методы учета влияния собственного заряда самолета и сильных внешних полей на измерения проводимости

Влияние собственного заряда самолета на результаты измерения проводимости воздуха в свободной атмосфере проявляется весьма сильно. Это объясняется тем, что самолеты, обладая большими скоростями, заряжаются до высоких потенциалов. Например, при полетах в облаках или дожде потенциал самолета по отношению к окружающей атмосфере составляет величину порядка нескольких сот тысяч или даже миллионов вольт. Величина заряда, приобретаемого самолетом, пропорциональна примерно третьей степени его скорости [19].

Сущность влияния собственного заряда на показания прибора, измеряющего проводимость, состоит в том, что электрическое поле самолета, притягивая ионы одного знака и отталкивая ионы другого знака, нарушает естественное распределение ионов вокруг самолета и тем самым приводит при сильных полях к значительным ошибкам измерения.

В результате экспериментов, выполненных на самолетах различного типа, установлены следующие особенности эффекта влияния заряда самолета на измеренную проводимость воздуха [13, 16]. На положительную проводимость не влияет отрицательное электрическое поле самолета. Положительная проводимость уменьшается линейно с увеличением положительного заряда самолета. При измерениях отрицательной проводимости имеет место обратный эффект. Далее было установлено, что с повышением скорости воздушного потока во входном отверстии заборной трубы прибора действие поля самолета будет проявляться меньше.

Влияние внешних электрических полей, особенно вблизи грозových облаков, где напряженность велика [18], может оказать существенное влияние на результаты измерений проводимости. Характер явлений, происходящих при этом, такой же, как и при собственном заряде

самолета, за исключением тех случаев, когда приборы установлены на электрических нейтралях самолета.

Влияние внешних полей атмосферы и заряда самолета на результаты измерений проводимости воздуха может быть исключено тремя способами: 1) применением устройств, компенсирующих собственный заряд самолета и реагирующих на знак электрического поля атмосферы; 2) увеличением скорости исследуемого воздуха во входном отверстии заборной трубы и размещением этой трубы в местах, где поле ослаблено; 3) путем введения поправок, вычисленных по зависимости измеряемой проводимости воздуха от заряда самолета.

Блок-схема устройства, позволяющая измерять проводимость воздуха в свободной атмосфере, компенсировать заряд самолета и исключить влияние внешнего электрического поля на результаты измерения

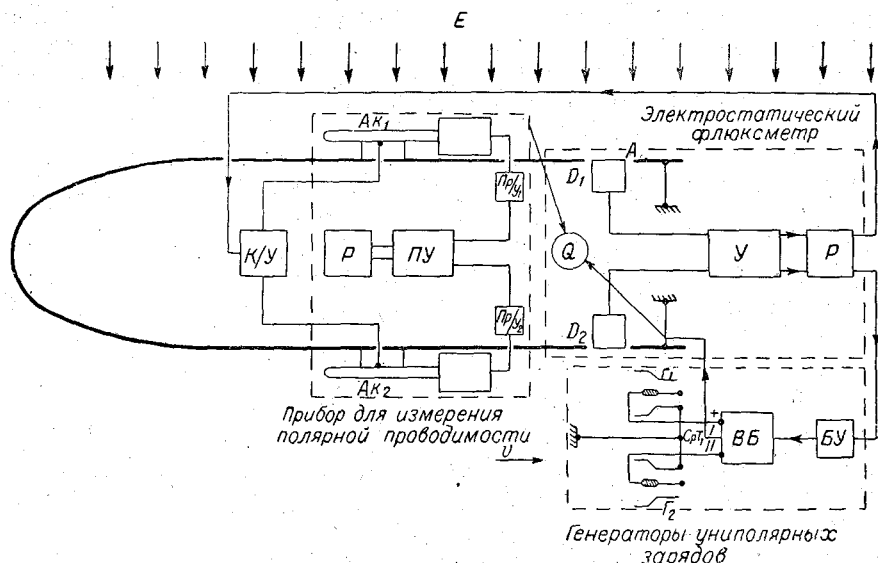


Рис. 2. Блок-схема системы для измерений полярной электропроводности воздуха в свободной атмосфере.

$АК_1$, $АК_2$ — аспирационные конденсаторы; $Пр/U_1$, $Пр/U_2$ — предварительные усилители; $ПУ$ — пульт управления; K/U — переключающее устройство; D_1, D_2 — датчики электростатических флюксов; $У$ — усилитель; $Р$ — регистратор; $БУ$ — блок управления; $ВБ$ — высоковольтный блок; $Г_1$, $Г_2$ — генераторы униполярных зарядов; v — скорость движения самолета.

проводимости воздуха, состоит из генераторов униполярных электрических зарядов, электростатического флюксметра, переключателя и прибора для измерения проводимости воздуха (рис. 2).

Компенсатор заряда самолета состоит из следующих элементов: собственно генераторов униполярных электрических зарядов $Г_1$ и $Г_2$, высоковольтного блока $ВБ$, блока управления $БУ$.

В качестве генераторов униполярных зарядов могут быть применены известные в настоящее время жидкостные [19] и основанные на коронировании острий [30] разрядники. Наиболее целесообразно использовать разрядники, работающие по принципу коронирования, так как применение жидкостных устройств ограничено из-за значительных расходов воды и недостаточной мощности по току.

В нашем случае в качестве коронирующего электрода предполагается использование проволоки малого диаметра. Этот электрод, к которому приложено высокое постоянное напряжение, помещен в цилиндрический

электрод. В связи с тем что внутренний электрод имеет очень малый диаметр, у его поверхности поле усиливается и возникает коронный разряд и ток. В области коронирования, т. е. непосредственно у проволоки, этот ток является биполярным. В остальной же части разрядного промежутка (внешняя область коронного разряда) ток униполярен. При обычных условиях ионы обеих полярностей достигают соответствующих им по знаку электродов и электрический заряд объекта, на котором генератор установлен, не изменится. Для того чтобы заряд объекта изменился, очевидно, необходимо не допустить попадания ионов на один из электродов. Наиболее легко это осуществить с ионами во внешней области коронного разряда, так как здесь ионы имеют сравнительно малые скорости движения (подвижность $u' = 2,2 \div 2,5$ см²/в сек.) и расстояние до наружного электрода большое. Удаление ионов из этой области может быть достигнуто продуванием сильного потока воздуха.

Рассмотрим конкретный пример, позволяющий показать практическую осуществимость рассматриваемого устройства (рис. 2). Пусть требуется получить с 1 см длины коронирующей нити ток 0,01 ма/см. У коронирующего конденсатора радиус нити 0,005 см, радиус наружного цилиндра 5 см. Расчет напряжения, необходимого для создания заданного тока, производим по формулам, известным в специальной литературе [31]. Найденная из расчета величина требуемого напряжения составляет 20—25 кв. Предельная скорость, при которой ионы во внешней области разрядного промежутка не достигают наружного электрода, составляет 60 м/сек., что является легко достижимым. Значение тока, снимаемого при этом с коронирующего электрода, составляет 0,1 ма. Так как зарядный ток самолетов ЛИ-2, ИЛ-14, как это было уже показано, может достигать 1 ма, то требуется увеличивать число таких конденсаторов или повышать скорость потока.

Высоковольтный блок постоянного напряжения *ВВ* представляет собой преобразователь (например, полупроводниковый) низкого электрического напряжения в высокое и предназначен для создания электростатических полей больших напряженностей в разрядных промежутках генераторов G_1 и G_2 . Величина выходного напряжения должна изменяться в пределах 0—50 кв при мощности 50 вт.

В связи с тем что зарядный ток самолета является весьма изменчивой величиной, постоянная времени блока *ВВ* должна составлять 0,1—0,2 сек.

Блок управления может состоять, например, из реверсивного двигателя, редуктора и потенциометра.

Измеритель электростатического заряда самолета и поля атмосферы является чувствительным элементом системы регулирования заряда [15].

Метод исключения действия внешних полей основан на упомянутом выше факте о невлинии электрических полей на проводимость, полярность которой противоположна знаку поля. В соответствии с этим каждый аспирационный конденсатор должен измерять именно ту полярную проводимость, знак которой противоположен знаку наведенного внешним полем заряда. Очевидно, чтобы выполнить подобное требование, аспирационные конденсаторы или заборники необходимо размещать в диаметрально противоположных по вертикали точках фюзеляжа. Подача соответствующих напряжений на аспирационные конденсаторы выполняется переключателем *КУ* (рис. 2), который управляется электростатическим флюксметром. (Описание прибора проводимости будет дано ниже.)

Устройство в целом функционирует следующим образом. Зарядный ток создает на самолете электрический заряд Q . Величина этого заряда

измеряется электростатическим флюксометром. Сигнал, пропорциональный заряду самолета с выхода флюксметра, подается на блок БУ, посредством которого осуществляется управление высоковольтной установкой. В зависимости от полярности заряда Q , а следовательно, и от знака выходного напряжения (или тока) решающего устройства флюксметра, появляется и изменяется напряжение на соответствующей паре выходных клемм (I или II) высоковольтного блока ВВ. Это напряжение подается на соответствующий генератор униполярных электрических зарядов G_1 или G_2 . Генератор создает компенсационный ток i_k . Схема должна быть собрана таким образом, чтобы включался именно тот генератор, который создает ток компенсации, противоположный по знаку зарядному току $i_{зар}$ и заряду Q . Изменение напряжения на выходных клеммах ВВ будет продолжаться до тех пор, пока заряд не станет меньше величины $Q_{пр}$, называемой порогом чувствительности флюксметра. В установившемся режиме будет иметь $i_{зар} = i_k$. Отклонение от этого режима вызовет реакцию схемы, аналогичную описанной выше.

Схема, учитывающая знак внешнего поля E , работает просто и пояснять ее работу нет необходимости.

Рассмотренная система компенсации заряда самолета и учета внешнего поля атмосферы имеет ряд преимуществ: 1) при ее использовании аспирационные конденсаторы или заборники можно устанавливать на фюзеляже, что технически более просто, чем в любой другой точке самолета; 2) система позволяет полностью исключить влияние заряда самолета при измерениях ионизационных характеристик воздуха в свободной атмосфере; 3) изучать явления заряжения самолета при различных его зарядах посредством измерения токов.

Другая возможность уменьшения влияния заряда самолета на измеряемую проводимость воздуха состоит, как уже упоминалось, в увеличении скорости воздушного потока во входном отверстии заборной трубы. Этот вопрос частично рассматривался в работе [13], однако не получил развития, так как по условиям работы скорость аспирации воздуха через прибор должна была составлять не более 0,1 скорости самолета, иначе будут иметь место помехи, вызванные зарядением электродов аспирационных конденсаторов аэрозолями. В случае применения устройств, позволяющих отфильтровывать облачные капли, ограничение скорости прососа может быть снято. Данные работы [13] показывают, что при увеличении скорости потока в заборной трубе до величины, равной скорости самолета, влияние собственного заряда самолета существенно снижается. Поэтому рассмотрим более подробно особенности движения ионов при набегании воздушного потока на заряженное зондирующее тело (самолет), причем знак заряда этого тела и полярность ионов совпадают. Для этой цели представим самолет в виде эллипсоида вращения, вытянутого вдоль оси z (рис. 3), т. е. вдоль набегающего потока. Размеры эллипсоида выбраны такими же, как и фюзеляж самолета. Заборное отверстие расположено в передней части эллипсоида по оси z . Радиус отверстия r_0 во много раз меньше малой полуоси a эллипсоида ($r_0 = \frac{a}{30 \div 40}$). Будем считать, что эквипотенциальные поверхности

вблизи заборного отверстия не искажены. Такое допущение приемлемо по следующим причинам: 1) на расстоянии от заборного отверстия, равном диаметру этого отверстия, искажение эквипотенциальных поверхностей незначительно [32]; 2) в пределах этой области напряженность электрического поля поверхностных зарядов входной части заборного отверстия имеет составляющую, направленную к оси z , что обеспечивает сжатие потока ионов, при котором, очевидно, средняя концентрация ио-

нов не изменяется; 3) продольная составляющая поля, оказывающая выталкивающее действие, в центральной части входной области заборника ослаблена, и поэтому ионы, достигнув этой области, будут беспрепятственно проникать внутрь заборной трубы. Последние допущения позволяют использовать формулы для напряженности поля, создаваемого заряженным эллипсоидом без отверстия. Будем также считать, что изменение поля зондирующего тела при изменении концентрации ионов ничтожно и им можно пренебречь.

На ион, движущийся из бесконечности к заборному отверстию, действует сила электрического поля эллипсоида и сила, с которой ион увлекается набегающим воздушным потоком. Составляющие скорости

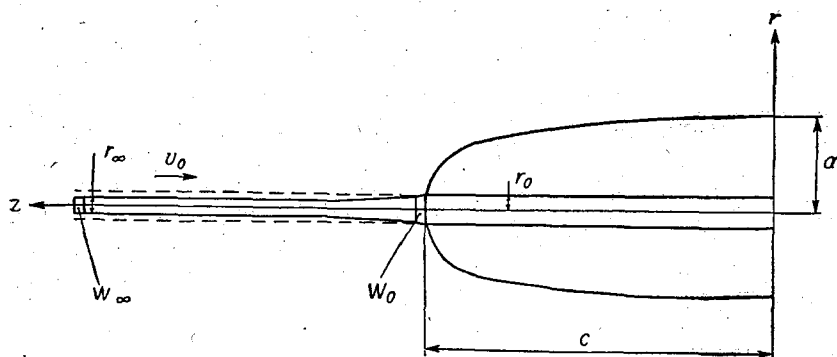


Рис. 3. Схема передней части самолета, представленная в виде эллипсоида вращения, для расчета влияния собственного заряда самолета на измеряемую полярную электропроводность воздуха.

иона по осям z и r , приобретаемые им под действием указанных выше сил, соответственно будут

$$\frac{dz}{dt} = -(v_0 - u'E_z), \quad (9)$$

$$\frac{dr}{dt} = u'E_r, \quad (10)$$

где u' — подвижность иона; v_0 — скорость набегающего потока; E_z — составляющая напряженности электрического поля по оси z ; E_r — составляющая напряженности по оси r .

Для нахождения траектории иона, по которой он будет двигаться под влиянием указанных сил, исключим из последних двух уравнений dt , в результате чего получим

$$\frac{dr}{dz} = -\frac{u'E_r}{v_0 - u'E_z}. \quad (11)$$

Напряженности поля E_z и E_r находим из выражения для потенциала заряженного проводящего эллипсоида вращения [32] в цилиндрической системе координат. Учитывая аксиальную симметрию поля эллипсоида, а также малый предел интересующих нас измерений координаты r ($r \ll r_0 \ll z$), находим составляющие напряженности электрического поля в области, ограниченной цилиндрической поверхностью $r=r_0$,

$$E_r = E_0 \frac{a^2 z}{[z^2 - (c^2 - a^2)]^2} r, \quad (12)$$

$$E_z = E_0 \frac{a^2}{z^2 - (c^2 - a^2)}, \quad (13)$$

где E_0 — напряженность поля на поверхности передней части эллипсоида ($z=c$ и $r=0$), a — малая полуось эллипсоида, c — большая полуось.

Подставляя выражения (12), (13) в уравнение (11), получим

$$\frac{dr}{dz} = - \frac{u'E_0 \frac{a^2 z}{[z^2 - (c^2 - a^2)]^2} r}{v_0 - u'E_0 \frac{a^2}{z^2 - (c^2 - a^2)}} \quad (14)$$

Уравнение траектории для ионов, движущихся из бесконечности ($z=\infty$), может быть найдено интегрированием уравнения (14) (при начальном условии: $z=\infty$, $r=r_\infty$)

$$r = r_\infty \frac{1}{\sqrt{1 - \frac{u'E_0}{v_0} \cdot \frac{a^2}{z^2 - (c^2 - a^2)}}} \quad (15)$$

Здесь r_∞ есть начальная координата иона на бесконечности.

По имеющимся траекториям ионов может быть найдено изменение их концентрации, а следовательно, и полярной проводимости воздуха у входа в заборную трубу при различных значениях v_0 , E_0 и u' . Найдем для этого выражение координаты иона на бесконечности, достигшего точки $r=r_0$, $z=c$ в заборном отверстии. Подставляя r_0 и c в уравнение (15), получим

$$r_\infty = r_0 \sqrt{1 - \frac{u'E_0}{v_0}} \quad (16)$$

Из формулы (16) можно сделать заключение, что все ионы, содержащиеся в объеме $W_\infty = \pi r_\infty^2$ единичной длины, достигнут входа заборника. Однако в связи с увеличением этого объема до $W_0 = \pi r_0^2$ (за счет дивергенции потока ионов) концентрация ионов у входа будет меньшей. Следовательно, можно написать

$$n_0 W_\infty = n W_0 \quad (17)$$

Подставляя в это равенство ранее полученные выражения, находим

$$\frac{n}{n_0} = \frac{\lambda}{\lambda_0} = 1 - \frac{u'E_0}{v_0} \quad (18)$$

где λ_0 — проводимость воздуха на достаточно большом удалении от самолета.

Отсюда относительная погрешность измерения полярной проводимости воздуха, обусловленная зарядом самолета, выразится следующим простым соотношением

$$\gamma_Q = \frac{\lambda_0 - \lambda}{\lambda_0} = \frac{u'E_0}{v_0} 100\% \quad (19)$$

Полученные соотношения могут быть использованы для введения поправок, однако при этом следует учитывать изменения подвижности ионов в зависимости от давления (высоты) и температуры. Полагая, что подвижность не зависит от напряженности поля (это справедливо в тропосфере и нижней стратосфере, где отношение $\frac{E}{P}$ мало, P — давление воздуха), для расчета полезно использовать известную формулу [29, 23]

$$u' = u'_0 \frac{760}{P} \cdot \frac{T}{273} \quad (20)$$

Здесь u'_0 — подвижность ионов соответствующего знака на уровне моря, P и T — соответственно давление и температура воздуха на высоте, где осуществляется измерение.

Следовательно, поправочный коэффициент, на который необходимо умножить измеренную проводимость, может быть найден по формуле

$$m = 1 - \frac{u_0' E_0}{v_0} \cdot \frac{760}{P} \cdot \frac{7}{273} \quad (21)$$

На рис. 4 представлены графики изменений отношения $\frac{\lambda_+}{\lambda_{0+}}$, рассчитанного по формуле (18), для различных скоростей воздуха (от 5 до 200 м/сек.) в заборном отверстии; аналогичные кривые легко получить и для $\frac{\lambda_-}{\lambda_{0-}}$.

Следует отметить, что подобного рода графики были получены экспериментальным путем, причем условия опыта соответствовали тем, для которых рассчитана кривая при скорости воздуха в заборной трубе

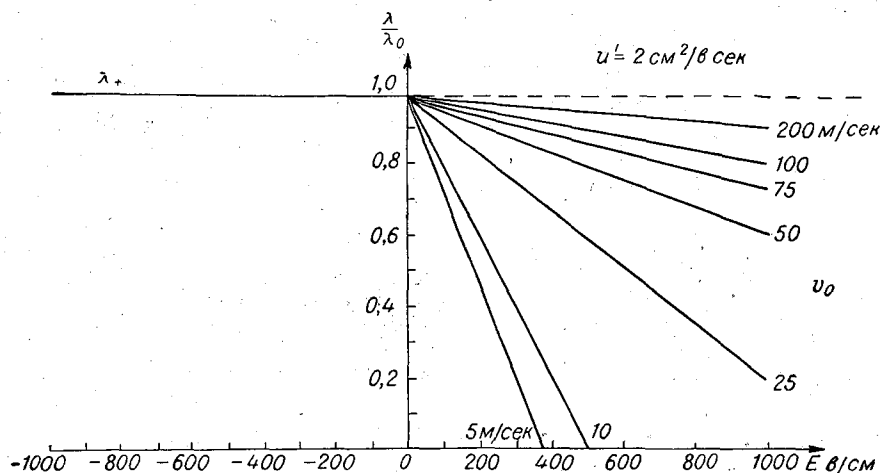


Рис. 4. Влияние электрического поля самолета на измеряемую проводимость воздуха при разных скоростях воздуха в заборном отверстии.

10 м/сек. Ввиду того что в экспериментах, описанных в работе [16], использовались заборные трубы, выступающие на 1 м вперед самолета, из-за усиления поля у их входа наклоны прямых для указанной скорости воздуха оказались разными (в нашем случае наклон приблизительно в два раза меньше). Важной особенностью графиков, представленных в работе [16] и на рис. 4, является то, что в обоих случаях наблюдается линейная зависимость между измеряемой проводимостью и зарядом самолета. Это обстоятельство дает, по-видимому, возможность для расчета проводимости применять формулы (18), (21) и при использовании выступающих заборных труб, но с тем отличием, что вместо напряженности E_0 в указанные формулы следует подставлять величины kE_0 , где k — коэффициент, позволяющий рассчитать поле у входа в заборник, E_0 — напряженность поля в месте установки флюксметра. Пересчетный коэффициент k можно найти по измерениям отношения $\frac{\lambda_+}{\lambda_{0+}}$ и E_0 , заряжая самолет во время полета в чистой атмосфере.

Исходя из выполненных выше расчетов, можно сделать выводы.

1. Относительная погрешность измерения проводимости, вызванная собственным электрическим зарядом самолета, прямо пропорциональна

средней напряженности электростатического поля непосредственно у входного отверстия заборника, подвижности ионов и обратно пропорциональна скорости воздуха в заборной трубе.

2. Полученные выше формулы могут быть применены и для расчетов погрешностей измерения, возникающих из-за влияния внешних электростатических полей. Этот вывод основывается на том факте, что в формулу (18) входит напряженность поля непосредственно у поверхности зондирующего тела. Последняя может создаваться как зарядом самолета, так и внешними электростатическими полями. Данные об этих полях получают из измерений с помощью электростатических флюксометров [15].

3. Погрешность, вызванная зарядом самолета и внешним электростатическим полем, определяется главным образом величиной поля у заборного отверстия и почти не зависит от конфигурации выпуклых частей

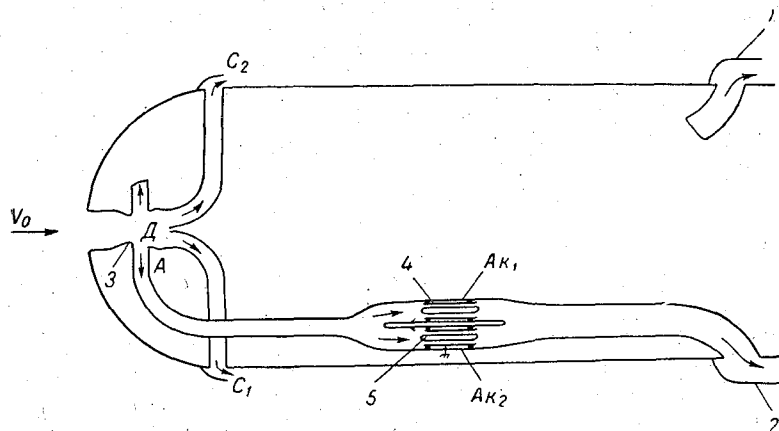


Рис. 5. Схема расположения аспирационных конденсаторов и воздухопроводов при заборном отверстии в носовой части самолета.

1, 2 — козырьки; AK_1 , AK_2 — аспирационные конденсаторы; 3 — заборная труба; 4 — наружный электрод; 5 — внутренний электрод.

зондирующего тела, на которых размещаются заборные отверстия. Анализируя движение ионов при набегании потока на заряженный шар или эллиптический цилиндр (крыло), можно получить формулу точно такую, как и в случае с эллипсоидом вращения при малом заборном отверстии.

4. Приведенные теоретические расчеты подтверждают экспериментально найденную [16] линейную зависимость измеряемой проводимости от электрического заряда самолета.

На рис. 5 показана схема измерения проводимости воздуха, которая основана на результатах приведенного выше анализа влияния собственного заряда самолета на измеряемую электропроводимость воздуха. Схема содержит инерционные фильтры, позволяющие очистить воздух, поступающий к аспирационным конденсаторам, от облачных капель. Схема функционирует следующим образом. Исследуемый поток воздуха поступает в заборное отверстие, расположенное в носовой части самолета, и выбрасывается в атмосферу через трубы $ДС_1$ и $ДС_2$. В точке А часть воздушного потока, очищенного от облачных капель инерционным фильтром, отводится к аспирационным конденсаторам AK_1 и AK_2 , включенным по дифференциальной схеме. Применение такой схемы забора

воздуха позволяет, как показывают расчеты, учесть заряд самолета и исключить влияние облачных капель.

Помимо рассмотренного варианта, возможны другие варианты размещения заборных отверстий (например, на лобовых частях крыльев). При этом необходимо заборные отверстия располагать там, где имеются большие радиусы кривизны поверхностей.

§ 3. Принцип действия и теория прибора

В основу рассматриваемого в данной статье прибора положен метод, основанный на измерении тока проводимости [15]. Этот метод является наиболее удобным для измерения в нестационарных условиях. Сущность его заключается в том, что непосредственно измеряется ток полярной

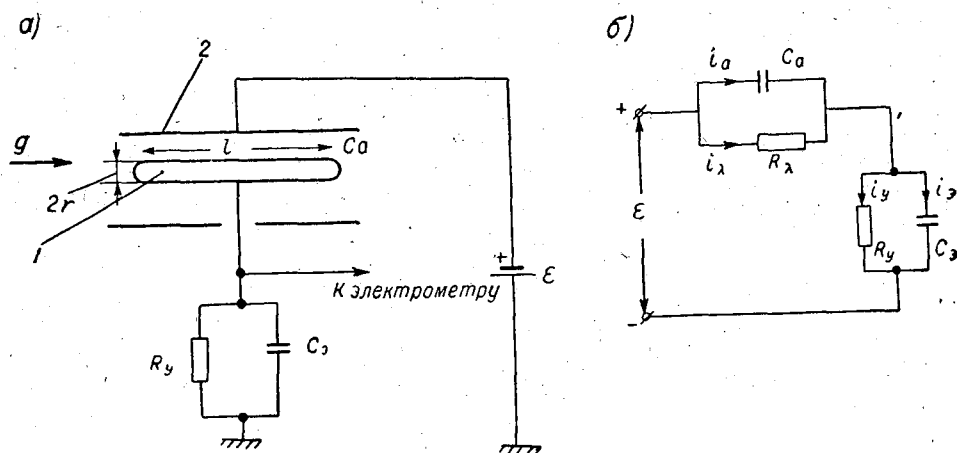


Рис. 6. Схема измерения проводимости по методу непосредственного измерения тока проводимости с источником вспомогательного напряжения, включенного к наружному электроду (а); эквивалентная электрическая схема прибора (б).

проводимости, текущий на электрод, помещенный в искусственном электрическом поле. Измерение этого тока осуществляется по падению напряжения на известном сопротивлении.

Схема прибора для измерения проводимости по току проводимости представлена на рис. 6 а. Прибор состоит из наружного 2 и внутреннего 1 электродов, образующих аспирационный конденсатор, и электрометра с емкостью C_s . Если через аспирационный конденсатор, к наружному электроду которого приложено постоянное напряжение E , пропускать воздух с проводимостью λ , то под действием поля, созданного потенциалом E , на внутренний электрод 1, соединенный через сопротивление R_y с «землей», потечет электрический ток i_y , создающий падение напряжения U на этом сопротивлении. Величина тока i_y или напряжения U при постоянном потенциале наружного электрода, постоянстве геометрических размеров системы и определенной скорости обдува зависит от проводимости воздуха. В связи с тем что на внутренний электрод 1 при данном значении потенциала наружного электрода попадают ионы только одного знака, величина и знак тока i_y , проходящего по сопротивлению R_y , будут зависеть от полярной проводимости воздуха. При положительном потенциале наружного электрода ток соответствует положительной составляющей проводимости λ_+ воздуха, и наоборот. В дальнейшем будем рассматривать только полярную проводимость.

Вывод расчетной формулы и анализ схемы прибора удобно проводить с помощью его эквивалентной электрической схемы (рис. 6 б). В этой схеме аспирационный конденсатор заменяется идеальной емкостью C_a (активная емкость), которая шунтируется сопротивлением воздуха R_λ . Это сопротивление равно

$$R_\lambda = \frac{1}{4\pi C_a \lambda_\pm}. \quad (22)$$

Составим систему уравнений Кирхгофа для эквивалентной схемы прибора:

$$\left. \begin{aligned} i_a + i_\lambda &= i_y + i_s, \\ -i_\lambda R_\lambda + \frac{1}{C_a} \int i_a dt &= 0, \\ i_y R_y + \frac{1}{C_s} \int i_s dt &= 0, \\ i_\lambda R_\lambda + i_y R_y &= \mathcal{E}. \end{aligned} \right\} \quad (23)$$

Из этой системы получаем дифференциальное уравнение, описывающее изменение тока i_y ,

$$R_y(C_s + C_a) \frac{di_y}{dt} + \left(1 + \frac{R_y}{R_\lambda}\right) i_y = \mathcal{E} \frac{1}{R_\lambda}. \quad (24)$$

Так как отношение $\frac{R_y}{R_\lambda}$ в условиях тропосферы всегда значительно меньше единицы, уравнение упрощается. Обозначив $R_y(C_s + C_a) = \tau$ и $\frac{1}{R_\lambda} = Y_\lambda$, напомним окончательное выражение

$$\tau \frac{di_y}{dt} + i_y = \mathcal{E} Y_\lambda. \quad (25)$$

В общем случае с учетом тока помехи на внутренний электрод уравнение (25) приобретает вид

$$\tau \frac{di_y}{dt} + i_y = \mathcal{E} Y_\lambda + i_n. \quad (26)$$

Для стационарных условий при $\frac{di_y}{dt} = 0$ будем иметь

$$i_y = \mathcal{E} Y_\lambda + i_n$$

или

$$i_y = 4\pi \lambda_\pm C_a \mathcal{E} + i_n. \quad (27)$$

Полученная формула выполняется при определенном соотношении электрических, аэродинамических и геометрических параметров аспирационного конденсатора и исследуемого воздуха. Эта зависимость устанавливается формулой [15]

$$v \geq \frac{2\mathcal{E}u'l}{(R^2 - r_0^2) \ln \frac{R}{r}}, \quad (28)$$

где v — скорость потока в аспирационном конденсаторе, l — длина внутреннего электрода.

§ 4. Принципиальная схема прибора [27]

Рассмотрим схему прибора (рис. 7), аспирационные конденсаторы которого устанавливаются снаружи самолета в средней части его фюзеляжа.

ляжа. При этом ставится цель — измерить проводимость при малых зарядах самолета, уточнить и испытать ряд элементов схемы и конструкции (в том числе инерционного фильтра для очистки исследуемого воздуха от капель) в различных метеорологических условиях.

Блок аспирационных конденсаторов

Этот блок состоит из двух жестко сочлененных между собой аспирационных конденсаторов, которые с помощью четырех цилиндрических стоек установлены на стальном основании, где крепится весь блок к обшивке самолета. Дополнительным элементом крепления являются две

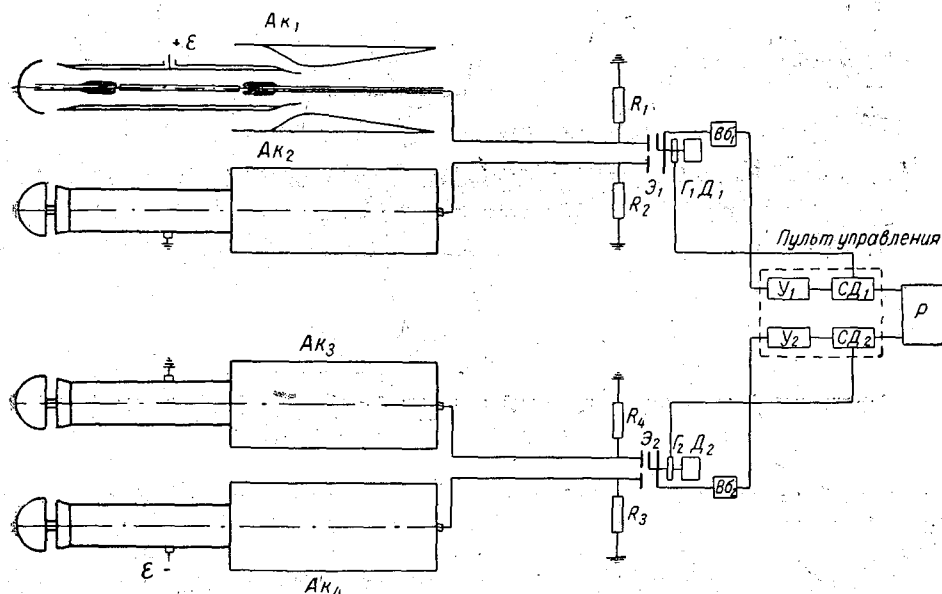


Рис. 7. Блок-схема прибора для измерения электропроводности воздуха в свободной атмосфере.

AK_1, AK_2, AK_3, AK_4 — аспирационные конденсаторы; R_1, R_2, R_3, R_4 — сопротивления утечек; E_1, E_2 — дифференциальные динамические электрометры; G_1, G_2 — генераторы опорного напряжения; D_1, D_2 — двигатели; B_1, B_2 — предусилители; U_1, U_2 — усилители; CD_1, CD_2 — синхронные детекторы; P — регистратор.

стойки, через которые проходят провода, соединяющие внутренние электроды конденсаторов с электрометром. Каждая стойка с помощью двух встречных гаек соединена с обшивкой фюзеляжа. Расстояние до обшивки составляет 30 см.

Аспирационный конденсатор (рис. 8), предназначенный для установки на фюзеляже самолета, конструктивно объединяет три элемента: каплеотбойную защиту (инерционный фильтр), собственно аспирационный конденсатор и инжекторную систему для прососа воздуха.

Собственно аспирационный конденсатор состоит из внутреннего электрода 1 (рис. 8) и наружного электрода 2. Размеры внутреннего электрода $r_0 = 0,8$ см, $l = 20$ см, диаметр наружного электрода $2R = 5$ см. В качестве изоляторов внутреннего электрода используются изоляторы из фторпласта. Они установлены в защитных трубках для предохранения от прямого попадания капельной влаги. Для поддержания поверхностей изоляторов сухими применен подогрев. Нагревательные элементы (провода) 6 и 7 намотаны на защитных трубках. Температура нагрева в спокойном воздухе достигает 90° .

Защитные трубки, имея такой же диаметр, как и внутренний электрод, являются охранными кольцами электрода, и поэтому электрическое поле не искажено на краях электрода 1 (наружный электрод по длине больше внутреннего). При этих условиях активная емкость C_a может быть легко найдена по формуле для цилиндрического конденсатора. При данных размерах эта емкость составляет 8,8 см.

В качестве инерционного фильтра используется фильтр, расчет которого и размеры приведены выше (§ 1). Лобовая часть фильтра выполнена в виде сферы из латуни, хромирована и полирована для обеспечения хорошего стекания собирающихся за счет инерционного осаждения

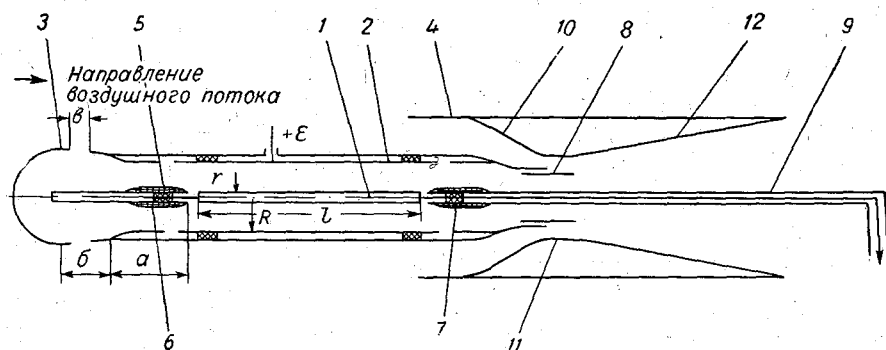


Рис. 8. Схема аспирационного конденсатора.

1 — внутренний электрод; 2 — наружный электрод; 3 — сферический обтекатель; 4 — инжектор; 5 — изолятор; 6, 7 — подогреватели; 8 — насадка; 9 — труба с проводом; 10 — коллектор; 11 — рабочая часть инжектора; 12 — диффузор.

на ней облачных капель. Забор воздуха в конденсатор производится через боковые отверстия, расположенные на конусной поверхности фильтра.

Для обеспечения требуемой скорости протяжки воздуха через аспирационный конденсатор в его выходной части установлен инжектор 4. Принцип его работы заключается в том, что набегающий поток, попадая в коллектор 10, увеличивает скорость (за счет уменьшения поперечного сечения), в результате чего создается разрежение в рабочей части 11 инжектора и перепад давления в аспирационном конденсаторе, который и вызывает в нем поток воздуха; скорость этого потока регулируется перемещением насадки 8. Для удовлетворения неравенства (28) скорость выбирается равной 25 м/сек. Напряжение на наружном электроде составляет при этом 150 в. Величина проводимости определяется по напряжению на сопротивлении утечки, через которое внутренний электрод аспирационного конденсатора соединен с землей. Величина этого сопротивления выбрана равной $2 \cdot 10^{10}$ ом. При $\lambda = 500 \cdot 10^{-6}$ э.с.е. ток через это сопротивление $\sim 1,2 \cdot 10^{-11}$ а.

Дифференциальный динамический электрометр с выносным блоком

Напряжение, создаваемое током проводимости на сопротивлении утечки аспирационных конденсаторов, целесообразно измерять с помощью ротационных динамических электрометров, имеющих известные преимущества перед другими методами измерения [15].

В рассматриваемом приборе применен дифференциальный динамический электрометр (рис. 9). Его использование обусловлено наличием дополнительного аспирационного конденсатора, компенсирующего токи

помехи основного аспирационного конденсатора. В такой схеме вычитание напряжений осуществляется на входе усилителя, что позволяет снизить требования к его динамическому диапазону.

В основу дифференциального динамического электрометра положены разработки по электростатическим флюксметрам, выполненные в ГГО [15]. Поэтому здесь не будем подробно рассматривать все элементы этого прибора. Остановимся только на системе электродов электрометра, позволяющих обеспечить дифференциальную схему измерений. Напря-

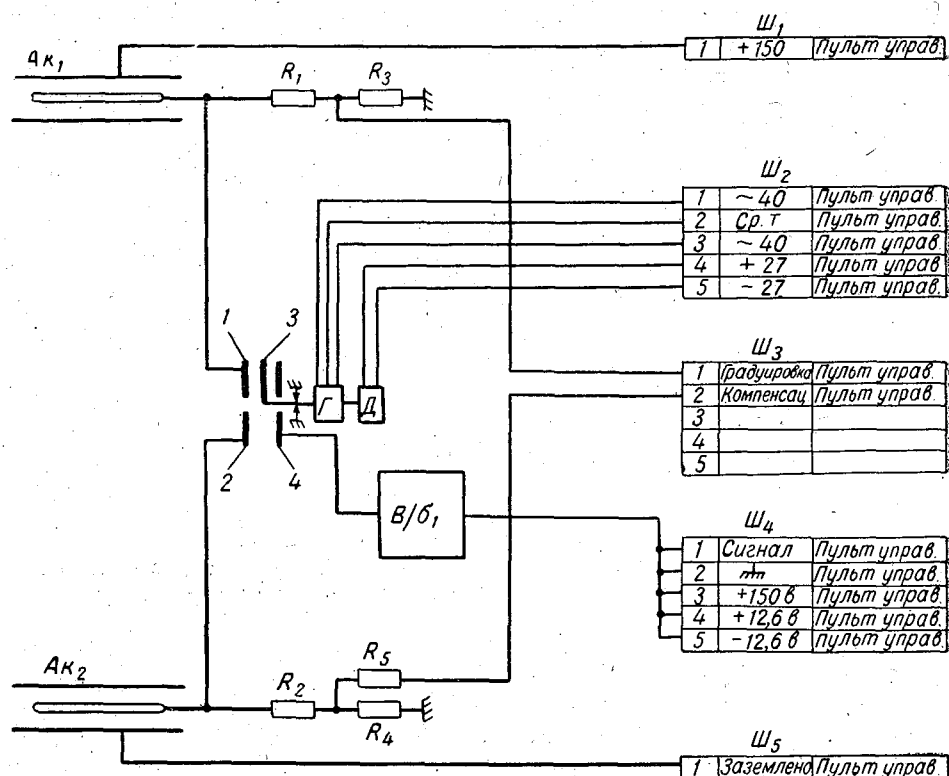


Рис. 9. Принципиальная электрическая схема одного блока аспирационных конденсаторов с динамическим дифференциальным электрометром и выносным блоком.

$R_1 = R_2 = 2 \cdot 10^{10}$ ом, $R_3 = 12$ ком, $R_4 = 12$ ком, $R_5 = 95$ ком.

жение с сопротивлений утечек R_1 и R_2 аспирационных конденсаторов поступает на приемные электроды 1 и 2, представляющие собой четыре сектора, соединенных попарно, первый с третьим, второй с четвертым. Измерительная пластина выполнена в виде сплошного круга. Между измерительной пластиной и приемными электродами вращается экранирующая пластина, которая попеременно открывает и закрывает приемные электроды от измерительной пластины, вызывая переменный электрический ток в сопротивлении R_1 (рис. 10).

Так как приемные электроды по плоскости смещены друг относительно друга на 180 электрических градусов, то напряжение на сопротивлении R_1 будет пропорционально разности напряжений, прикладываемых к приемным электродам 1 и 2 (рис. 9).

Диаметр системы приемных электродов составляет 110 мм. Расстояние между приемными электродами и экранирующей пластиной 3 мм, между этими же электродами и измерительной пластиной 5 мм. Толщина

экранирующей пластины 1 мм. Скорость вращения 6000 об/мин. (частота 200 гц). Все электроды с целью стабилизации контактной разности потенциалов позолочены. Следует, однако, отметить, что при сигналах на входе электрометра, превышающих 0,2 в, электроды следует никелировать с последующей полировкой рабочих поверхностей.

Компенсация контактной разности потенциалов производится подачей постоянного напряжения на приемный электрод 2 через делитель R_5R_4 . Градуировка и проверка линейности электрометра осуществляются подачей соответствующих напряжений на электрод 1 (рис. 9).

Режим работы динамического электрометра выбран емкостным, чтобы избежать влияния непостоянства скорости вращения двигателя Д. Этот режим может быть получен либо увеличением емкости измерительной пластины при малом сопротивлении нагрузки, либо увеличением этого сопротивления при малых емкостях. В первом случае снижаются

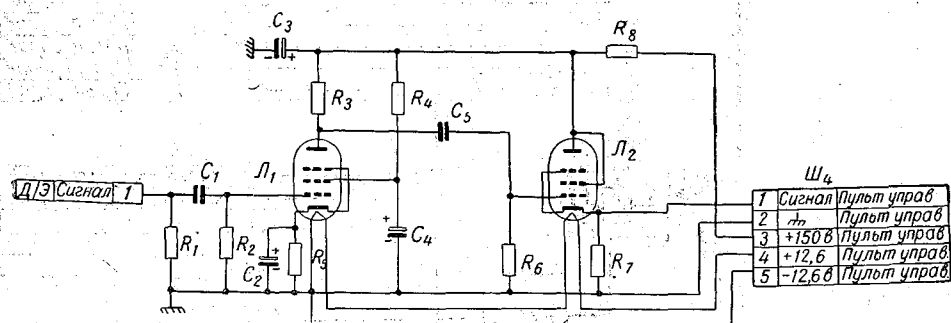


Рис. 10. Принципиальная электрическая схема выносного блока.

$R_1=20$ мгом, $R_2=20$ мгом, $R_3=91$ ком, $R_4=1,1$ мгом, $R_5=4,1$ ком, $R_6=1$ мгом, $R_7=3$ ком, $R_8=30$ ком, $C_1=200$ пф; $C_2=2$ мкф; $C_3=5$ мкф; $C_4=5$ мкф; $C_5=0,043$ мкф; $Л_1, Л_2$ — 6Ж1Ж.

требования к качеству изоляции измерительной пластины, однако требуется большее усиление из-за уменьшения коэффициента преобразования динамического электрометра. Во втором случае требуется более качественная изоляция, но коэффициент преобразования большой. В нашем случае сопротивление нагрузки электрометра выбрано таким, чтобы обеспечить сравнительно невысокие требования к изоляции измерительной пластины (оргстекло — 10^{10} ом) и одновременно получить малую зависимость от изменений скорости вращения экрана.

Выносной блок (рис. 10) служит для согласования высокого выходного сопротивления динамического электрометра с кабелем, соединяющим электрометр с пультом управления. Выносной блок состоит из усилительного каскада, построенного на лампе 6Ж1Ж, и катодного повторителя с выходным сопротивлением 3 ком. Здесь также используется пентод в триодном включении 6Ж1Ж. Применение этих ламп вызвано их малым микрофонным эффектом. Для еще большего уменьшения микрофонного эффекта, возникающего от вибраций самолета, выносной блок подвешен на пружинных амортизаторах внутри экрана.

Пульт управления

Пульт управления электрометра состоит из двух идентичных усилительных устройств (рис. 11). Усилительное устройство состоит из трехкаскадного лампового усилителя с трансформаторным выходом и синхронного детектора. Каждый усилитель собран на лампах 6Ж1П и 6П1П. На входе усилителя имеется переключатель B_1 для изменения

диапазона измерений и проверки нуля синхронного детектора. Со вторичной обмотки выходного трансформатора Tr_1 напряжение сигнала подается на синхронный детектор, представляющий собой мостовую фазочувствительную схему. Двумя плечами этой схемы являются внутренние сопротивления каждой половины диода 6Х2П, соединенные последовательно с обмотками генераторов опорного напряжения Γ (см. рис. 9). Двумя другими плечами являются сопротивления по 1 ком. В диагонали моста помещен измерительный прибор (миллиамперметр) на 1 ма и сделаны выводы для подключения к регистратору.

Кроме указанных элементов, пульт содержит схему для градуировки и проверки электрометра (R_{46} , R_{38} , R_{39}), схему для компенсации контактной разности потенциалов (R_{48} , R_{47}). В схеме пульта имеется два переключателя (по одному на каждый канал) B_2 и B_3 , позволяющие давать напряжение на любой из аспирационных конденсаторов каждого блока или заземлять внешние электроды одновременно. Потенциалы на эти электроды подаются от блока питания, подключаемого к пулту через разъем. В этом блоке имеется контрольный вольтметр класса 0,5.

Питание прибора осуществляется от бортсети самолета постоянного тока напряжением 27 в и умформера РУМ-11А для питания анодов.

На переднем плане пульта размещены следующие элементы: два миллиамперметра $ИП_1$, $ИП_2$; два переменных сопротивления установки нуля R_{17} , R_{36} ; переменное сопротивление градуировки R_{46} ; тумблер для перемены знака градуировочного напряжения B_6 ; клеммы для подключения контрольного милливольтметра $ИП_3$ и источника градуировочного напряжения; тумблер B_5 для включения внутреннего контрольного напряжения; тумблеры подачи и перемены знака компенсационного напряжения B_7 , B_8 , B_{10} с соответствующими сопротивлениями; переключатели для подачи напряжений на аспирационные конденсаторы B_2 , B_3 , потенциометры для регулировки усиления R_{13} , R_{32} , клеммы K_4 , K_5 , K_6 , K_7 для подключения к регистратору; тумблер для включения прибора B_9 ; сигнальная лампа L_{11} и переключатели пределов B_1 , B_4 .

Пульт управления с динамическими электрометрами и аспирационными конденсаторами соединен кабелями длиной 6 м каждый.

Градуировочная характеристика линейная. Электрометр имеет три предела чувствительности. В первом диапазоне его чувствительность составляет 0,2 в на всю шкалу, во втором — 0,4 в, в третьем — 1 в, что позволяет обеспечить измерения полярной проводимости от $5 \cdot 10^{-6}$ до $2500 \cdot 10^{-6}$ э.с.е. В качестве регистратора используется самолетный осциллограф К-4-51.

§ 5. Инструментальные погрешности измерения электропроводности воздуха

В предыдущих параграфах были рассмотрены методические погрешности измерения проводимости воздуха в свободной атмосфере, возникающие за счет особенностей среды (облака, туманы и т. д.) и зондирующих тел (собственные и индуцированные заряды).

Помимо указанных погрешностей, возможны еще и инструментальные погрешности при измерении проводимости. При выводе основной расчетной формулы (27) исходим из того, что результат измерения по прибору является функцией проводимости воздуха (в дальнейшем ток помехи, возникающий за счет капель, учитывать не будем, так как применение методов, рассмотренных в § 1, позволяет значительно уменьшить его влияние на измерения проводимости). Однако в уравнение (27), помимо основных величин λ и i_y (или $U = i_y R_y$), входят еще конст-

руктивные и электрические параметры прибора ($\mathcal{E}$ и C_a). Если бы эти параметры всегда были точно равны расчетным значениям и не изменялись в процессе эксплуатации, то результат измерения однозначно зависел бы от проводимости воздуха. На самом деле значения $\mathcal{E}$ и C_a могут отличаться от расчетных вследствие действия ряда факторов (неточность изготовления, влияние температуры и т. п.), что приводит к возникновению частных погрешностей.

Погрешность, возникающая за счет частных погрешностей, находится методом дифференцирования основного уравнения прибора. В результате дифференцирования с предварительным логарифмированием формулы

$$\lambda_{\pm} = \frac{1}{4\pi C_a \mathcal{E}_{\pm} R_y} U \quad (29)$$

получаем следующее выражение для относительной погрешности прибора:

$$\frac{\Delta \lambda}{\lambda_{\pm}} = -\gamma_l + \frac{1}{\ln \frac{R}{r_0}} \gamma_R - \frac{1}{\ln \frac{R}{r_0}} \gamma_r - \gamma_{\mathcal{E}} - \gamma_{R_y} + \gamma_U, \quad (30)$$

где $\Delta \lambda$ — абсолютная погрешность прибора в электростатических единицах проводимости; γ_l , γ_R , γ_r — относительные отклонения длины, радиуса внутреннего и радиуса наружного электродов соответственно; $\gamma_{\mathcal{E}}$ — отклонение потенциала наружного электрода от расчетного значения; γ_{R_y} — погрешность, обусловленная изменением сопротивления утечки, γ_U — погрешность, возникающая при измерении напряжения U электрометром.

Вычисление общей погрешности прибора по формуле (30) возможно лишь тогда, когда известны значения частных погрешностей. Если частные погрешности носят случайный характер, вычисление общей погрешности осуществляется на базе математических методов теории вероятности.

Предположим, что частные погрешности, входящие в выражение (30), носят случайный характер, тогда максимальное значение общей инструментальной погрешности будет равно среднеквадратическому из предельных значений частных относительных погрешностей

$$\gamma_{\max} = \sqrt{[\gamma_l]^2 + \left[\frac{1}{\ln \frac{R}{r_0}} \gamma_R \right]^2 + \left[\frac{1}{\ln \frac{R}{r_0}} \gamma_r \right]^2 + [\gamma_{\mathcal{E}}]^2 + [\gamma_{R_y}]^2 + [\gamma_U]^2}. \quad (31)$$

Рассмотрим, каковы могут быть причины и порядок величин относительных погрешностей, входящих в формулу (31).

Погрешности γ_l , γ_R и γ_r обусловлены неточностью изготовления внутреннего и наружного электродов аспирационного конденсатора. Принимая точность выполнения размеров электродов равной $\pm 0,1$ мм, что легко достижимо при изготовлении этих деталей на обычном оборудовании, находим $\gamma_l = \pm 0,05\%$; $\gamma_R = \pm 0,4\%$; $\gamma_r = \pm 1,25\%$.

Погрешность, возникающая за счет изменений потенциала внешнего электрода, зависит в данном случае от точности измерения контрольным прибором. Контрольный прибор имеет класс 0,5, а следовательно, $\gamma_r = \pm 0,5\%$.

Погрешность γ_{R_y} зависит от точности измерения сопротивления утечки R_y мегомметром и температурных изменений его.

При использовании для измерения сопротивлений мегомметров класса 1 погрешность за счет неточности измерения составит $\pm 1\%$.

Подбор сопротивления утечки вспомогательного аспирационного конденсатора производится путем сравнения его с сопротивлением основного аспирационного конденсатора, для чего необходимо ко входам электрометра подключать поочередно через большое сопротивление (10^{10} — 10^{11} ом) источник постоянного напряжения. Изменяя величину сопротивления утечки вспомогательного конденсатора, можно добиться одинакового отклонения стрелки выходного прибора. В этом случае оба сопротивления будут в достаточной степени одинаковы.

Величина погрешности, обусловленная температурными изменениями сопротивлений, находится из требуемых температурных условий работы прибора и температурного коэффициента конкретного типа сопротивления (для композиционных сопротивлений температурный коэффициент сопротивлений составляет $0,2\%/град.$). Принимая температурный диапазон работы равным $\pm 10^\circ$ (грубое термостатирование), для композиционных сопротивлений находим погрешность $\gamma_{R_y} = \pm 3\%$.

Погрешность $\gamma_U\%$, связанная с изменением чувствительности динамического электрометра, такая же, как и в электростатических флюксметрах, применяемых для самолетных измерений электростатических полей [15]. По данным этих работ ошибка $\gamma_U = 5\%$.

Изложенные выше данные об относительных погрешностях позволяют определить максимальное значение приведенной среднеквадратической ошибки. Несложный расчет по формуле (31) показывает, что величина этой погрешности не превышает $\gamma_{\max} \approx \pm 6\%$.

Кроме рассмотренной погрешности $\gamma_{\max}$, возможны ошибки, вызванные изменением изоляции внутреннего электрода и краевым эффектом внешнего электрода [15].

Качество изоляции внутреннего электрода аспирационного конденсатора может явиться существенным источником ошибок измерения, особенно в условиях повышенной влажности воздуха и попадания капельной влаги на изоляторы. Для исключения ошибок, связанных с нарушением изоляции внутреннего электрода в рассматриваемом приборе, приняты следующие меры. Конструкция аспирационного конденсатора, как уже упоминалось, выполнена таким образом, что возможность попадания капельной влаги на поверхности изоляторов исключена (см. рис. 8), применен обогрев и в качестве изоляционного материала используется фторпласт, который не смачивается водой. Полагаем, что при одновременном применении этих мер качество изоляции будет сохраняться высоким в самых сложных метеорологических условиях (полеты в облаках, в зонах с осадками) и нет необходимости часто производить проверку изоляции.

Ошибка от краевого эффекта [15, 20] определяется конструктивными особенностями аспирационного конденсатора, величиной потенциала наружного электрода и скоростью прососа воздуха. Варьируя этими величинами, можно добиться минимального влияния краевого эффекта на результаты измерения. В рассматриваемом приборе уменьшение краевого эффекта достигается за счет увеличения скорости прососа воздуха (до 25 м/сек.).

Выводы

1. Оценка величин токов помехи, создаваемых водяными каплями при измерениях проводимости в облаках, и анализ существующих методов очистки воздуха от содержащихся в нем частиц показали, что комбинированное использование инерционных фильтров и дополнительного аспирационного конденсатора, образующего вместе с основным аспирационным конденсатором дифференциальную схему, позволит существенно

снизить влияние токов электризации внутреннего электрода и тем самым открывает возможности измерений электропроводности воздуха в облаках.

2. Влияние заряда самолета или сильных внешних электростатических полей атмосферы на результаты измерений может быть учтено: а) применением систем, компенсирующих собственный заряд самолета и реагирующих на знак индуцированного заряда путем подачи соответствующих потенциалов на аспирационные конденсаторы, установленные сверху и снизу фюзеляжа самолета; б) расположением заборных отверстий на передних частях самолета, где радиус кривизны велик по сравнению с диаметром заборного отверстия (заборные трубы целесообразно размещать в местах, где поле ослаблено), и путем введения поправок, вычисленных по формулам, полученным в данной работе.

3. Разработан дистанционный прибор для измерений электропроводности воздуха в тропосфере с общим диапазоном измерений от $5 \cdot 10^{-6}$ до $2500 \cdot 10^{-6}$ э. с. е. проводимости, позволяющий существенно уменьшить помехи, создаваемые облачными и дождевыми каплями.

ЛИТЕРАТУРА

1. Wilson C. T. R. Investigation on Lightning Discharges and on the Electric Field of Thunderstorms. Phil. Trans. A 221. 73. 1921.
2. Френкель Л. И. Теория явлений атмосферного электричества. Гостехиздат, Л., 1949.
3. Имянитов И. М., Шифрин К. С. Современное состояние исследований атмосферного электричества. Успехи физических наук АН СССР, т. LXXVI, вып. 4, 1962.
4. Красногорская Н. В. Атмосферноэлектрические измерения в районе Эльбруса. Сб. «Физика облаков и осадков». Изд. АН СССР, М., 1961.
5. Красногорская Н. В. Измерение электрической проводимости воздуха в различных метеорологических условиях. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 4, 1958.
6. Pluvinage P. Etude theoretique et experimentale de la conductibilite electrique dans les nuages non orageux. Ann de Geophys., 2, 1946.
7. Имянитов И. М. К вопросу об электризации и проводимости грозовых облаков. ДАН СССР, т. 109, № 1, 1956.
8. Тверской П. Н. и Герасименко В. И. Электрическое состояние верхних слоев атмосферы. Главная геофизическая обсерватория и полет в стратосферу 30 сентября 1933 г. Сб. изд. ГГО, Л., 1934.
9. Gerdien H. Messungen der elektrischen Leitfähigkeit der freien Atmosphäre bei 4 Ballonfahrten. Nachr. d. Kgl. ges. d. Wiss. zu Göttingen, 1903.
10. Lugeon J. et Bohuenlust M., Radiosondages du gradient de potential et de la conductibilite electrique de l'air. City-Druck S. A. Zurich 1, 1957.
11. Woessner R. H., Colb W. E., Gunn R. Simultaneous measurements of the positive and negative light-ion conductivities to 26 km. J. Geophys. Res. vol. 63, N 1, 1958.
12. Stergis C. G., Coroniti S., Nazarek A., Kotas D. E., Seymons D. W. and Werme J. V. Conductivity measurements in the stratosphere. J. Atm. and Ter. Phys. N 6, 1955.
13. Kraakevik J. M. The Airborn measurement of Atmospheric Conductivity. J. Geophys. Res., vol. 63, N 1, 1958.
14. Coroniti S. Airborn conductivity meter. Geophys. pura e Applicata, Milano, vol. 47, 1960.
15. Имянитов И. М. Приборы и методы для изучения электричества атмосферы. Гостехиздат, М., 1957.
16. Coroniti S. C., Parziale, Callahan R. and Patten R. Effect of aircraft charge on airborne conductivity measurements. J. Geoph. Res. 57 (2), 1952.
17. Аллик Р. А. К методике атмосферноэлектрических измерений. Труды Всесоюз. конф. по изучению стратосферы. АН СССР, М., 1935.
18. Имянитов И. М., Кулик М. М., Чуваев А. П. Опыт исследования грозовых зон в южных районах Европейской территории СССР и в Закавказье. Труды ГГО, вып. 67 (129), 1957.
19. Stimmel R. G., Rogers E. H., Waterfall F. E., Gunn R. Proc. IRE, 34, 1946.

20. Имянитов И. М., Зачек С. И., Иньков Б. К., Семенов К. А. Прибор для измерения электрической проводимости у поверхности земли. Труды ГГО, вып. 110, 1960.
21. Дроздов Н. Г. Статическое электричество в промышленности. Гостехиздат, М.—Л., 1949.
22. Имянитов И. М. К вопросу о механизме электрического заряжения. ДАН СССР, т. 121, № 1, 1958.
23. Тверской П. Н. Атмосферное электричество. Гидрометеиздат, Л., 1949.
24. Фукс Н. А. Механика аэрозолей. Изд. АН СССР, М., 1955.
25. Тверской П. Н. Курс метеорологии (Физика атмосферы). Гидрометеиздат, Л., 1962.
26. Зайцев В. А., Ледохович А. А. Приборы и методика исследования облаков с самолета. Гидрометеиздат, Л., 1960.
27. Зачек С. И. Устройство для измерения и регистрации электропроводимости воздуха в атмосфере. Авт. свид. № 146547. Бюлл. изобр. № 8, 1962.
28. Комаров Н. Н. Сб. Исследование облаков, осадков и грозового электричества. АН СССР, М., 1961.
29. Bourdeau R. E., Whipple E. C., Jr. and J. Clark. Analytic and experimental electrical conductivity between the stratosphere and the ionosphere. J. Geophys. Res. vol 64 No 10, 1959.
30. Bennet W., Electr. Engineering. 67, No 10, 1948.
31. Капцов Н. А. Коронный разряд. Гостехиздат, М., 1947.
32. Смайт В. Электростатика и электродинамика. Изд. ИЛ, М., 1954.

