

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

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

ТРУДЫ

ВЫПУСК 242

АТМОСФЕРНОЕ
ЭЛЕКТРИЧЕСТВО

Под редакцией
канд. физ.-мат. наук В. А. СОЛОВЬЕВА
и канд. физ.-мат. наук Е. В. ЧУБАРИНОЙ

БИБЛИОТЕКА
Ленинградского
Гидрометеорологического
Института



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД • 1969

107070

704
0004

551.501.4 + 551.501.3

УДК 551.515.4:525.23

Сборник посвящен вопросам исследования грозового электричества. Он включает в себя материалы по методике инструментальных наблюдений за грозами, характеристике грозовой деятельности, а также по исследованию грозового электричества с помощью самолетов.

Рассматриваются данные, характеризующие изменение атмосферно-электрических параметров в связи с солнечной активностью.

Сборник представляет интерес для специалистов по атмосферному электричеству, а также для специалистов, использующих в своих работах данные об атмосферном электричестве.

ЗАВИСИМОСТЬ ФАЗОВОЙ СКОРОСТИ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ВОЛН ОТ РАССТОЯНИЯ (ДЛЯ ЧАСТОТЫ 7 КГЦ)

Результаты теоретических расчетов [1] указывают на наличие зависимости фазовой скорости электромагнитных волн от расстояния до источника излучения в зоне до 2000 км. При помощи наблюдений на фазометрах синхронно с работой сети пунктов пеленгования атмосфериков удалось обнаружить подобные изменения. Наблюдения проводились следующим образом.

Значения разности фаз $\Delta\varphi$ с точностью до 5° определялись при помощи двух фазометров, работающих на частотах 7,2—14,4 и 6,6—13,2 кгц. Индикаторы обоих фазометров и пеленгатора управлялись общим блоком подсветки, что обеспечивало синхронность их работы. Наблюдения проводились в сроки 12 и 15 час., когда ленинградский пункт работал как командный. После наблюдений были обработаны данные

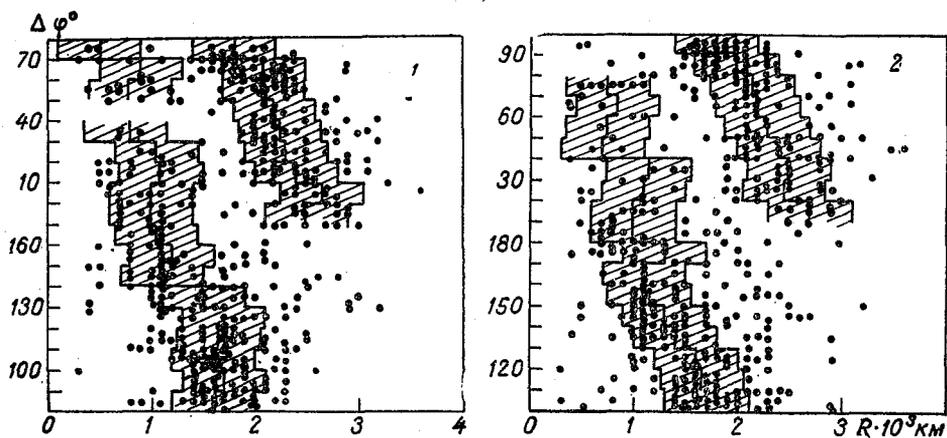


Рис. 1. Значения R и $\Delta\varphi$, полученные для частот 6,6—13,2 кгц (1) и для частот 7,2—14,4 кгц (2).

пеленгования для 1500 атмосфериков. Из них удовлетворительные результаты пеленгования были получены для 451 атмосферика. Удаленности источников атмосфериков R , полученные в результате этой обработки, были использованы для сопоставления с данными фазометров. Результаты этих сопоставлений представлены на рис. 1, 2 и 3.

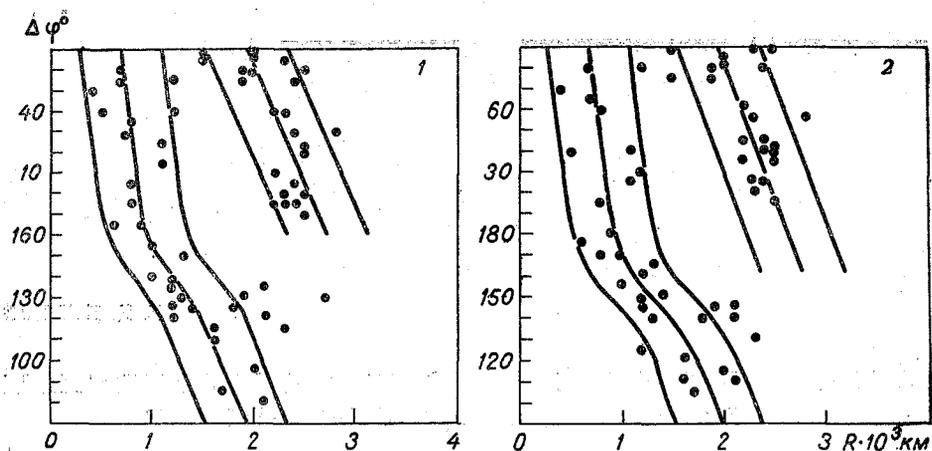


Рис. 2. Сопоставление наиболее точных значений R с соответствующими им значениями $\Delta\phi$ для частот 6,6—13,2 кГц (1) и для частот 7,2—14,4 кГц (2).

На правом графике (рис. 1) даны результаты сопоставления значений удаленностей R с соответствующими показаниями первого фазометра (7,2—14,4 кГц), а на левом графике—с показаниями второго фазометра (6,6—13,2 кГц). На рисунке достаточно хорошо видны полосы, которые менее плотно заполнены нанесенными точками. В соответствии с этим точки, лежащие слева от полосы с малой плотностью заполнения, были отнесены к первому циклу значений $\Delta\phi$, а точки, лежащие справа от этой полосы,— ко второму циклу $\Delta\phi$. Ломаными линиями показаны медианные значения удаленностей, полученные по интервалам разности фаз 10° отдельно для первого и второго циклов. Зона, ограниченная линиями, отстоящими на ± 400 км от медианы, выделена штриховкой. Для первого фазометра в эту зону попадает 78% всех точек, а для второго 75%.

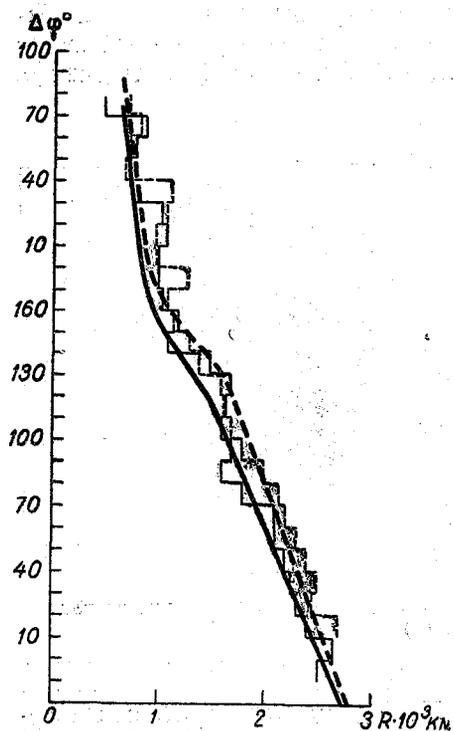


Рис. 3. Медианные кривые, полученные по результатам наблюдений, представленным на рис. 1 и 2.

На рис. 2 представлены результаты сопоставления удаленностей R источников 57 атмосфериков, для которых результаты пеленгования оказались наиболее удачными. Для этих атмосфериков пересечения пеленгов не менее чем четырех пунктов имели разброс не более 100 км. На этом рисунке также проведены медианные линии для первого и второго фазометров, причем в 400-километровую зону попадает 82% нанесенных на этом рисунке точек.

На рис. 3 медианы, полученные по материалам рис. 1 и 2, представлены на одном графике. Как видно

из этого рисунка, все четыре медианы довольно хорошо согласуются друг с другом. Кроме того, достаточно хорошо видны три участка с различными наклонами. Так, для небольших удаленностей наклон соответствует 600 км на один цикл $\Delta\varphi$. В средней части наклон соответствует 2600 км на один цикл и, наконец, для удаленностей порядка 2000 км и более наклон соответствует 1600 км на один цикл.

На основании этих данных были подсчитаны значения относительной фазовой скорости $\frac{v}{c} = v^*(f)$ для частоты 7 кгц при условии, что относительная фазовая скорость для частоты 14 кгц $v^*(14) = 1$. (Здесь v — фазовая скорость, c — скорость света, f — частота.) Результаты этого подсчета представлены на рис. 4. Кроме того, на этом рисунке отмечены значения относительных фазовых скоростей, полученные по материалам следующих работ: А — значения, полученные по материалам более ранних фазовых измерений на кратных частотах, В — Уивер, экспериментальные данные [2], В — значения, полученные по результатам измерений, проводимых в Институте земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн АН СССР (ИЗМИРАН) [3], Г — Чаллнор, экспериментальные данные [4], Д — значения, полученные по расчетным данным, взятым из работ С. Т. Рыбачек и Э. М. Гюнниена [5]. Как видно из рис. 4, все указанные значения $v^*(f)$ лежат в том же интервале величин $v^*(f)$, которые получились по нашим медианным кривым. Следует в заключение отметить, что согласно последним опубликованным данным [6] измерения фазовых скоростей по сигналам радиостанций на частотах 15—20 кгц не дают достаточно определенных результатов для характеристики зависимости средней фазовой скорости $v^*(f)$ от расстояния.

Результаты этого подсчета представлены на рис. 4. Кроме того, на этом рисунке отмечены значения относительных фазовых скоростей, полученные по материалам следующих работ: А — значения, полученные по материалам более ранних фазовых измерений на кратных частотах, В — Уивер, экспериментальные данные [2], В — значения, полученные по результатам измерений, проводимых в Институте земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн АН СССР (ИЗМИРАН) [3], Г — Чаллнор, экспериментальные данные [4], Д — значения, полученные по расчетным данным, взятым из работ С. Т. Рыбачек и Э. М. Гюнниена [5]. Как видно из рис. 4, все указанные значения $v^*(f)$ лежат в том же интервале величин $v^*(f)$, которые получились по нашим медианным кривым. Следует в заключение отметить, что согласно последним опубликованным данным [6] измерения фазовых скоростей по сигналам радиостанций на частотах 15—20 кгц не дают достаточно определенных результатов для характеристики зависимости средней фазовой скорости $v^*(f)$ от расстояния.

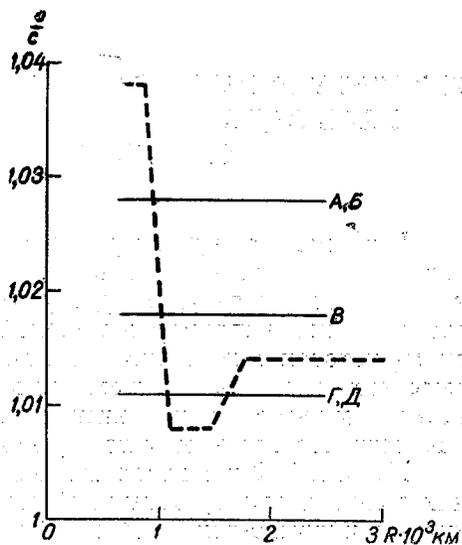


Рис. 4. Зависимость $v^*(f)$ от R .

ЛИТЕРАТУРА

1. Альперт Я. Л. Распространение радиоволн и ионосфера. Изд. АН СССР, М., 1955.
2. Weaver J. D. On the phase spectra of atmospherics and the velocity of propagation of extremely low frequency radio waves. Ph. D. Thesis, Univ. London, 1964.
3. Альперт Я. Л., Гусева Э. Г., Флигель Д. С. Распространение низкочастотных электромагнитных волн в волноводе земля—ионосфера. Изд-во «Наука», М., 1937.
4. Challinor R. A. The phase velocity and attenuation of audio-frequency electromagnetic waves from simultaneous observations of atmospheric at two spaced stations. J. Atm. Terr. Phys., 29, No. 7, July 1967.
5. Рыбачек С. Т., Гюнниен Э. М. Распространение длинных и сверхдлинных радиоволн в волноводном канале Земля—ионосфера. Проблемы дифракции и распространения волн. Сб. VI. Изд-во ЛГУ, 1966.
6. Kamas G., Morgan A. H., Jespersen J. L. New measurements of phase velocity of VLF. Radio, Sci., I, No. 12, 1966.

Б. К. ИНЬКОВ

РЕЗУЛЬТАТЫ ВЫБОРОЧНОГО СОПОСТАВЛЕНИЯ МАТЕРИАЛОВ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА ДАЛЬНИМИ ГРОЗОВЫМИ ОЧАГАМИ СО СПУТНИКОВЫМИ ДАННЫМИ

В некоторых случаях результаты однопунктных наблюдений за расположением грозовых очагов [1] вызывали сомнения, так как показывали наличие гроз на таких территориях, где на первый взгляд грозы маловероятны, как, например, в северной части Африки, над пустынными районами которой даже наличие облаков — явление достаточно редкое. Для выяснения подобных сомнительных случаев нами сделана попытка сравнения результатов однопунктных наблюдений за грозами с картами облачности, составленными по спутниковым данным.

На рис. 1, 2 и 3 представлены карты облачности с нанесенными на них данными однопунктных наблюдений. На этих картах зоны сплошной кучевой и кучево-дождевой облачности выделены волнистой линией и косой штриховкой, а зоны значительной облачности — плавной линией и не-

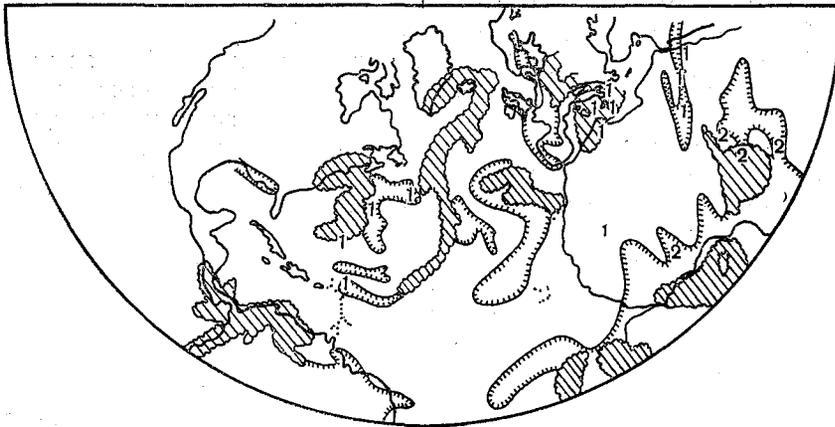


Рис. 1. Сопоставление спутниковых данных с результатами однопунктных наблюдений за грозами 27 апреля 1967 г.

полной штриховкой. Данные однопунктных наблюдений обозначены цифрами. Местоположение этих цифр показывает расположение источников принятых атмосфериков, а сами цифры — число принятых из этого района атмосфериков.

На рисунках представлены случаи, когда по результатам однопунктных наблюдений были отмечены грозы в северной части Африки. Так,

27 апреля 1967 г. (рис. 1) зона сплошной облачности, занимающая часть Средиземного моря, частично захватывает и северное побережье Африки. В этой зоне были зарегистрированы источники атмосфериков. Зона значительной облачности с зарегистрированными атмосфериками протянулась от северной части Красного моря в юго-западном направлении. Источники атмосфериков, зарегистрированные в более южных районах, также попадают в зоны сплошной или значительной облачности.

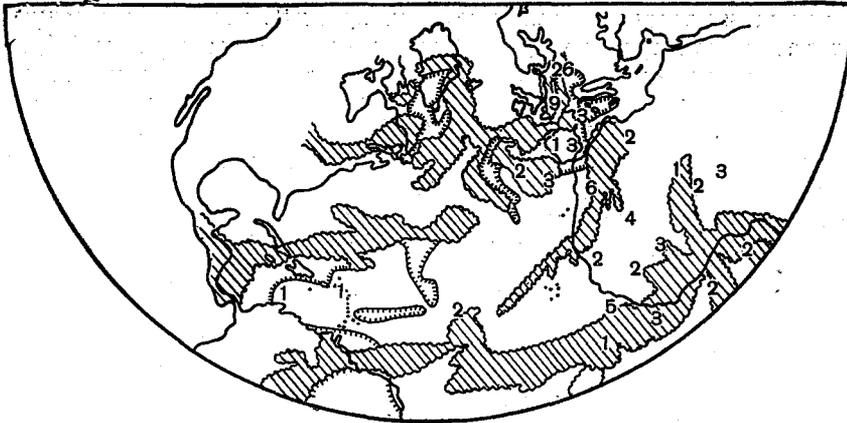


Рис. 2. Сопоставление спутниковых данных с результатами одноpunktных наблюдений за грозами 7 июня 1967 г.

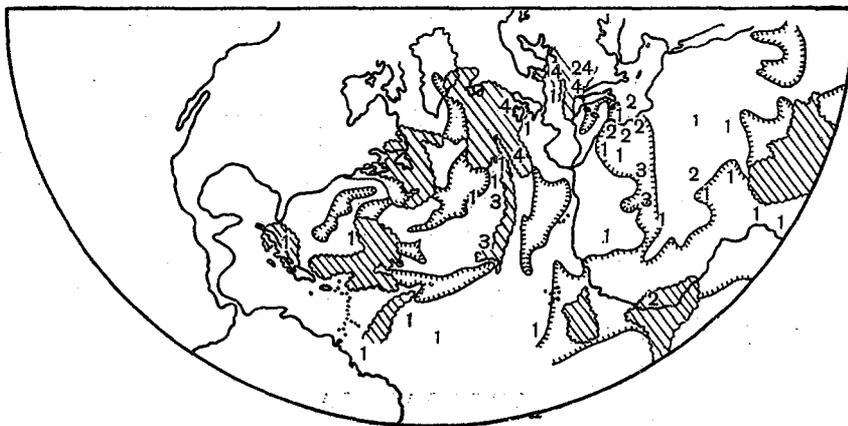


Рис. 3. Сопоставление спутниковых данных с результатами одноpunktных наблюдений за грозами 10 июня 1967 г.

7 июня 1967 г. (рис. 2) зона сплошной облачности занимает северо-западную часть Африки. В этой зоне были отмечены источники атмосфериков. В зоне сплошной облачности, расположенной над северным побережьем Гвинейского залива, также были зарегистрированы источники атмосфериков.

10 июня 1967 г. (рис. 3) особенно интересный случай. Источники атмосфериков отмечались почти в центральной части Сахары. Зона

значительной облачности располагается именно над этим районом, занимающая полосу от берегов Средиземного моря до берегов Гвинейского залива. Сопоставление результатов однопунктных наблюдений и спутниковых данных, примеры которого представлены на рис. 1—3, было проведено для четырех месяцев (апрель — июль 1967 г.). Нами использовались карты облачности, составленные в Гидрометеорологическом научно-исследовательском центре СССР (ГМЦ) по материалам спутников «ESSA-3» и «ESSA-5». Следует отметить, что спутниковые карты северного полушария составляются путем склеивания полос, соответствующих последовательным проходам по орбите (с интервалом порядка 1,5 часа), т. е. относятся к довольно большому промежутку времени и несинхронны в различных своих частях, тогда как наблюдения за атмосфериками проводились в определенные сроки: 09, 12 и 15 час. мск. Сеанс наблюдений продолжался около 30 мин. В отдельных случаях несинхронность сопоставляемых данных может быть причиной некоторых расхождений, которые, вероятно, все же не могут существенно повлиять на самые общие выводы. Результаты проведенных сопоставлений сведены в табл. 1.

Таблица 1

Месяц	СПЛ	ЗНЧ	Расстояние, км			
			<200	<400	<600	>600
IV	230	153	90	26	9	18
V	217	186	91	61	38	40
VI	270	154	69	13	5	6
VII	199	210	80	16	8	4
Сумма	916	703	330	116	60	68
%	42	32	15	5,5	2,5	3

В этой таблице указано число атмосфериков, источники которых по данным однопунктных наблюдений попадают в зону сплошной облачности (СПЛ), в зону значительной облачности (ЗНЧ), на расстояниях менее 200 км (<200 км), менее 400 км, но больше 200 км (<400 км), менее 600 км, но больше 400 км (<600 км) и больше 600 км (>600 км) от края сплошной или значительной облачности. Как видно из табл. 1, в зоны сплошной и значительной облачности с неточностью в 200 км попадает 89% зарегистрированных атмосфериков.

ЛИТЕРАТУРА

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

В. А. КАМЫШАНОВА

СИНОПТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ГРОЗООБРАЗОВАНИЯ И ЧИСЛО ГРОЗОВЫХ РАЗРЯДОВ

Интенсивность грозовой деятельности зависит от синоптических условий. Установлено, что на холодных фронтах гроз обычно больше, чем на теплых; фронтальные грозы более продолжительны, чем внутримассовые и т. д. В настоящей статье делается попытка сопоставить оценки различных синоптических ситуаций по климатологической характе-

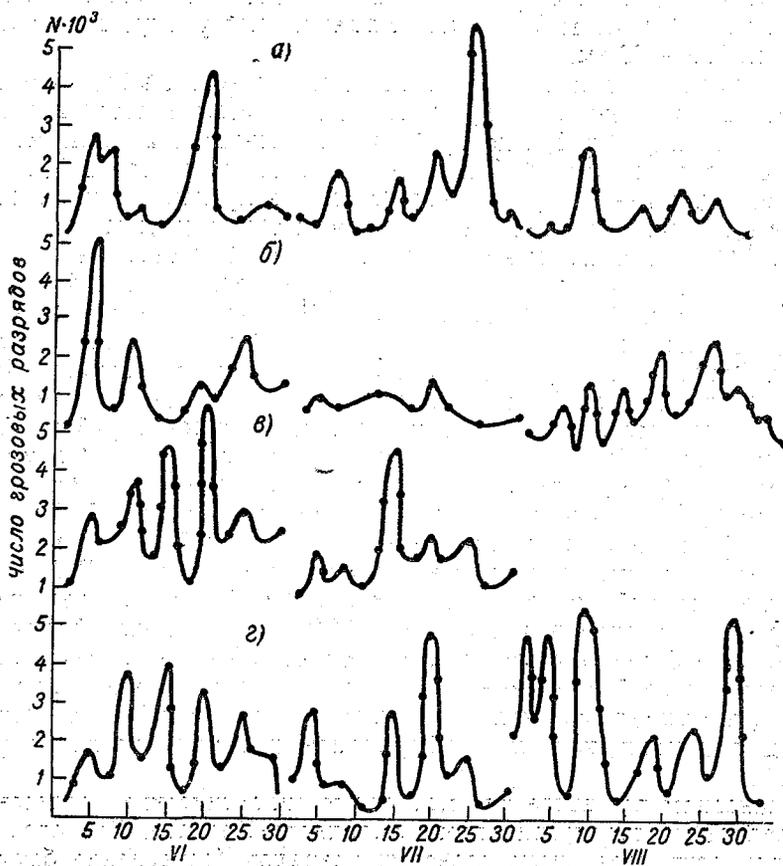


Рис. 1. Месячный ход числа грозовых разрядов ($N \cdot 10^3$), зарегистрированных прибором с чувствительностью 1 в/м и шириной полосы 2—20 кГц.

а — Киев, б — Душети, в — Сухуми, г — Адлер.

Станция	Теплый фронт			Холодный фронт			Внутримассовая гроза		
	А	В	С	А	В	С	А	В	С
Киев	4	5	2310	28	2,3	1290	9	0,3	140
Одесса	4	3,5	3800	28	1,8	2940	9	3,0	3410
Адлер				5	3,0	3260	11	3,2	3130
Душети				5	7,0	2570	11	3,0	1180
Сухуми				5					

ристике «день с грозой» и по числу грозовых разрядов, зарегистрированных счетчиком ПРГ [1].

По синоптическим картам АМСГ Адлер и Украинского бюро погоды был проведен анализ синоптического материала за период с июня по август 1966 г. Использовались синоптические карты за основные сроки наблюдений: 3, 9, 15, 21 час. За этот же период были обработаны данные грозорегистраторов, расположенных в Адлере, Сухуми, Тбилиси (Душети), Киеве и Одессе. На рис. 1 показан месячный ход числа грозовых разрядов ($N \cdot 10^3$), зарегистрированных прибором с чувствительностью 1 в/м, шириной полосы 2—20 кгц. Эффективный радиус этих приборов составлял 150—200 км.

На основании совместного анализа синоптического материала с инструментальными данными, полученными при помощи грозорегистраторов, была составлена табл. 1, в которой для различных воздушных масс приведено число дней с грозой *A*, количество грозовых разрядов *B*, приходящихся на один день с грозой, выраженное в процентах по отношению к общему количеству грозовых разрядов, и общее количество грозовых разрядов *C*, приходящихся на один день с грозой. При анализе материала, полученного для горной станции Адлер, оказалось, что из общего числа рассмотренных дней с грозами было 25 дней. Наибольшее число дней (11) приходилось на внутримассовые грозы, 6 дней на вторичные холодные фронты, 5 дней на холодные фронты, 3 дня на фронты окклюзии. Максимальное количество дней с грозой приходилось на конец июля и августа. В среднем одному дню с внутримассовыми грозами в районе Адлера соответствовало 3,2% грозовых разрядов по отношению к общему числу разрядов. В районе Душети при внутримассовых грозах зарегистрировано в среднем 3,0% грозовых разрядов на один день с грозой. Вторичных холодных фронтов прослеживалось на синоптической карте за исследуемый период 6, преимущественно в конце июля и в августе. В Адлере одному дню с грозой на вторичном холодном фронте соответствовало 7,6% грозовых разрядов, в Душети — 3,2%. На холодных фронтах, наблюдавшихся 5 раз, зарегистрировано около 3% грозовых разрядов на один день с грозой в Адлере и 7% грозовых разрядов на один грозовой день в Душети. Наименьшее количество разрядов соответствовало фронтам окклюзии, которые наблюдались преимущественно в начале июня.

В основном все выше рассмотренные синоптические процессы прослеживались на территории всего Западного Кавказа. Это отразилось в синхронности хода числа грозовых разрядов (осреднение было проведено по пятидневкам) для Сухуми, Душети, Адлера (см. рис. 1). Максимумы и минимумы на кривых довольно хорошо согласованы, что говорит о крупномасштабности рассмотренных синоптических процессов. При

Таблица 1

Вторичный фронт			Фронт окклюзии			Общее количество грозовых разрядов
А	В	С	А	В	С	
5	2,4	1080				52 020
5	2,0	2560				128 260
6	7,6	6910	3	2,0	2300	99 230
6	3,2	1120	3	5,2	2080	38 570
			3		4420	38 330

анализе синоптического материала Украинского бюро погоды совместно с инструментальными данными, полученными при помощи грозорегистраторов, работающих в Киеве и Одессе, оказалось, что наибольшее число гроз было зарегистрировано на холодных фронтах (28); им соответствовало 1,8% грозовых разрядов в Одессе и 2,3% грозовых разрядов на один день с грозой в Киеве. Вторичных холодных фронтов было зарегистрировано 5, причем одному вторичному холодному фронту в Одессе соответствовало 2,0% грозовых разрядов, а в Киеве 2,4% (см. табл. 1). Внутримассовых гроз было зарегистрировано 9. В районе Киева одному дню с внутримассовой грозой соответствовало 0,3% грозовых разрядов, а в районе Одессы 3%. На теплых фронтах было зарегистрировано 4 грозы. Одному дню с грозой в Киеве соответствовало 5% грозовых разрядов, а в Одессе 3,5%.

Сравнивая материалы, полученные на Украине и на Западном Кавказе, было отмечено, что 5, 25 июня, 15 июля, 10 августа наблюдалось синхронное увеличение числа грозовых разрядов, что соответствовало в большинстве случаев развитию и продвижению холодных фронтов, а 17, 27 июня, 11, 27 июля, 4, 7, 16, 21, 26, 30 августа наблюдалось синхронное повсеместное понижение количества грозовых разрядов, чему соответствовали антициклонические ситуации или же малоградиентное барическое поле.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лыздар П. С. Полупроводниковые грозорегистраторы. Труды ГГО, вып. 157, 1964.

В. П. КОЛОКОЛОВ

СВЯЗЬ МЕЖДУ ЧИСЛОМ ОЧАГОВ АТМОСФЕРИКОВ И ЧИСЛОМ ГРОВОВЫХ РАЗРЯДОВ

Климатологический параметр «день с грозой» или его модификация «продолжительность гроз» может дать лишь качественную картину грозовой деятельности, которая часто не удовлетворяет запросам практики. Для количественной оценки грозовой деятельности пользуются обычно числом грозовых разрядов на единицу площади. В последние 10—15 лет делаются попытки получить эту информацию посредством счетчиков молний, т. е. одним из инструментальных способов наблюдения. Однако способ оценки грозовой деятельности по числу разрядов не является единственным. Другим видом инструментальных наблюдений за грозами являются наблюдения за числом очагов атмосфериков при помощи сетей катодного пеленгования. Как правило, сведения, получаемые с помощью этих сетей, используют национальные службы погоды для прогностических целей или целей штормового оповещения. Но данные о числе очагов атмосфериков могут быть использованы также с целью получения режимных характеристик грозовой деятельности.

Начиная с 1957 г. (МГГ) по настоящее время было опубликовано несколько работ, посвященных пространственно-временному распределению очагов атмосфериков. К ним можно отнести работу Кимпара [1] о грозовых очагах на Дальнем Востоке, работу Перлата [2] о распределении грозовых очагов в Европе и Восточной Атлантике, а также работы Соловьева, в которых рассматриваются характеристики грозовых очагов в Европе, Северо-Восточной Атлантике и в некоторых других районах [3], [4].

Однако методу базисного пеленгования грозовых очагов присущи большие недостатки. Во-первых, само определение грозового очага страдает в значительной степени формализмом.

Грозовой очаг как местоположение источников атмосфериков — определение, данное в работе [5], — не является адекватным понятию грозового очага в метеорологическом смысле, где под грозовым очагом понимается площадь, занятая одной или несколькими грозовыми ячейками, которые в данное время могут находиться на разных стадиях электрического развития.

Во-вторых, на метод налагают определенные ограничения его технические возможности, как, например, совокупность катодных пеленгаторов (куст пеленгаторов), обладающая определенной разрешающей способностью. Если в пределах заданного радиуса куст может различать, скажем, несколько грозовых очагов, то на большем удалении куст перестает различать тонкую структуру грозовых образований и вместо не-

скольких очагов он укажет один. Другим примером может служить явление экранировки местными грозами удаленных очагов. Иначе говоря, куст катодного пеленгования пропускает часть грозовых очагов.

С целью устранения определенного формализма в определении грозового очага и придания результатам наблюдений более четкого физического смысла нами предпринята попытка связать понятие грозового очага с числом грозовых разрядов на землю. Для этого были использованы одновременные параллельные наблюдения за числом грозовых разрядов при помощи грозорегистраторов и за числом грозовых очагов при помощи сетей катодного пеленгования. Используя понятие эффективного радиуса грозорегистратора, можно найти число разрядов, отнесенное к единице площади; за единицу времени, например, за год [6—8]. Определив число очагов на той же площади, отмеченных в то же самое время, можно найти коэффициенты, с помощью которых удастся перейти от числа грозовых очагов к числу грозовых разрядов и обратно.

Таблица 1

№ п/п	Станция	Число разрядов	Число грозовых очагов	№ п/п	Станция	Число разрядов	Число грозовых очагов
1	Воейково	44,0	100	7	Александров	46,5	175
2	Одесса	39,0	200	8	Тольятти	28,2	100
3	Киев	32,4	200	9	Ашхабад	13,8	65
4	Минск	31,5	175	10	Сухуми	40,5	150—180
5	Душети	61,4	150—160	11	Астрахань	34,0	100
6	Той-Тюба (Ташкент)	18,6	40—50				

Данные о числе разрядов на ряде станций Советского Союза были получены при помощи грозорегистраторов [9] за период 1964—1966 гг. Данные о числе грозовых очагов использовались за 5 лет, с 1960 по 1965 г. Они получены при помощи английского и среднеазиатского кустов катодного пеленгования. Результаты наблюдений были сведены в табл. 1. Число разрядов (в тысячах) и число грозовых очагов относятся к площади 100 000 км².

По данным этой таблицы построен график, представляющий собой зависимость числа грозовых разрядов на землю от числа очагов гроз, который представлен на рис. 1. Из рассмотрения графика можно видеть, что зависимость между числом очагов и числом разрядов на землю

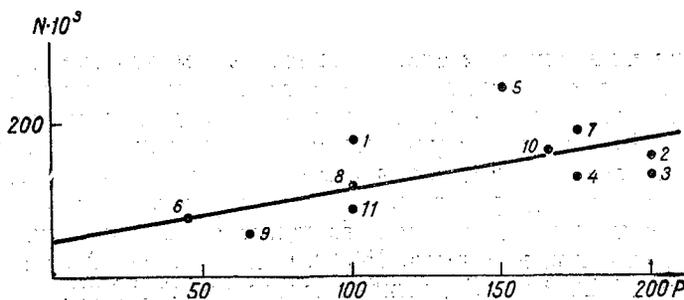


Рис. 1. График зависимости числа разрядов ($N \cdot 10^3$) от числа грозовых очагов (P).

носит линейный характер. Эта зависимость может быть аппроксимирована выражением

$$N=0,9P+5,0,$$

где N — число разрядов в тысячах на $100\ 000\ \text{км}^2$; P — число грозных очагов на $100\ 000\ \text{км}^2$.

При помощи этой формулы карта числа грозных очагов, построенная по данным, опубликованным в работах [3—5], была пересчитана на карту числа грозных разрядов, приходящихся на площадь, равную $100\ \text{км}^2$ (рис. 2).

Если сравнивать карту числа грозных разрядов, построенную по числу грозных очагов, с картой числа разрядов, построенную по числу дней с грозой, или продолжительности гроз [6], [7], то можно заметить, что в общем имеется достаточно хорошее сходство, хотя в деталях имеются некоторые различия.

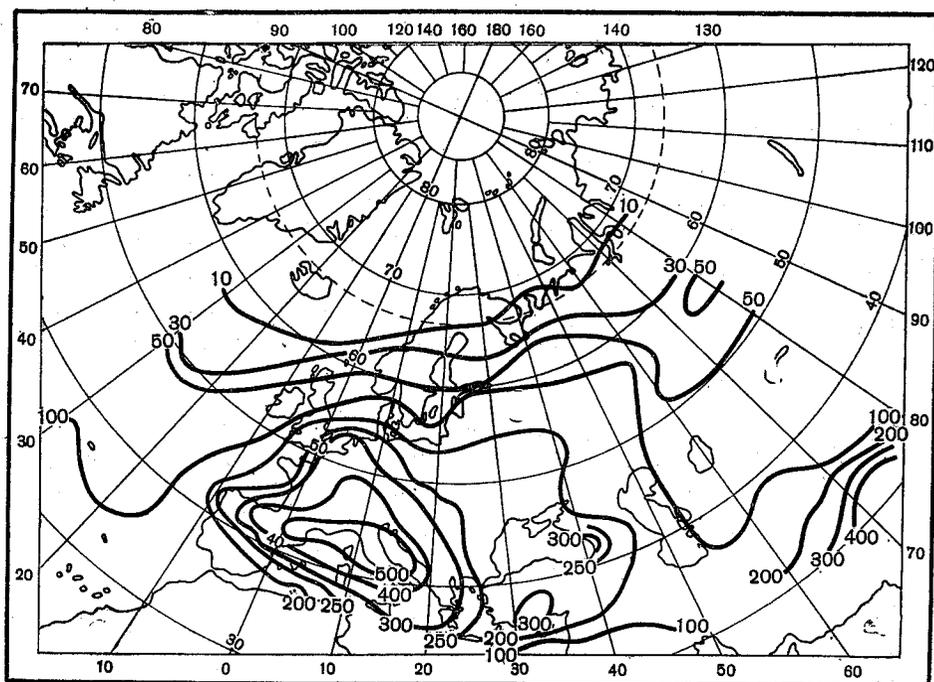


Рис. 2. Карта числа грозных разрядов на землю на $100\ \text{км}^2$.

Эти различия в основном можно объяснить тем, что при определении грозной активности с помощью сети катодного пеленгования сглаживаются местные особенности проявления грозной деятельности.

Согласно «Методическим указаниям» [10] предельная ошибка определения местоположения источника атмосфериков принимается приблизительно равной $\pm 10\%$ расстояния, на которое удален источник от центра четырехугольника, образуемого пунктами пеленгации. Следовательно, на расстоянии, например, $1500\ \text{км}$, т. е. на периферии Европейской территории СССР (ЕТС), ошибка составляет $\pm 150\ \text{км}$.

Здесь рассматривается лишь случайная ошибка. Ошибка на девиацию и другие систематические ошибки не учитываются. Очевидно, в этой связи за единицу измерения принимается такая большая территория, как

Таблица 2

Наименование УГМС	Среднее число дней с грозой		1960 г.		1961 г.		1962 г.		1963 г.		1964 г.		1965 г.	
			А	Б	А	Б	А	Б	А	Б	А	Б	А	Б
Мурманское	6	8	0,33	12	100	5	-0,17	9	0,50	9	0,50	6	0,0	
Северное	11	12	0,03	23	103	15	0,36	22	100	17	0,54	14	0,27	
ЭССР	15	21	0,40	28	0,87	14	-0,05	25	0,67	16	0,07	16	0,07	
ЛатвССР	18	31	0,72	33	0,83	20	0,11	30	0,67	18	0,0	20	0,11	
Северо-Западное	18	23	0,28	30	0,67	19	0,06	26	0,44	19	0,06	16	-0,11	
ЛитССР	19	33	0,74	34	0,79	25	0,32	36	0,90	33	0,74	23	0,21	
Центральное	22	27	0,23	31	0,41	26	0,18	30	0,36	21	-0,04	24	0,09	
Верхне-Волжское	21	27	0,28	33	0,57	27	0,28	31	0,48	26	0,24	27	0,28	
Приволжское	21	27	0,28	32	0,52	28	0,33	31	0,48	31	0,48	26	0,24	
Центрально-Черноземных областей	26	31	0,19	34	0,31	34	0,31	31	0,19	31	0,19	31	0,19	
БССР	24	30	0,25	31	0,29	29	0,21	34	0,42	25	0,04	22	-0,08	
УССР	25	32	0,28	30	0,20	20	-0,20	32	0,28	29	0,16	28	0,12	
МССР	25	26	0,04	26	0,04	29	0,16	36	0,44	33	0,32			
Северо-Кавказское	25	28	0,12	26	0,04	20	-0,20	26	0,04	24	-0,04	22	-0,12	
ГрузССР	35	36	0,03	37	0,06	33	-0,06	43	0,23	43	0,23	38	0,08	
АрмССР	46	57	0,24	44	-0,04	51	0,11	63	0,41	48	0,04	53	0,05	
КазССР	14	27	0,93	24	0,72	23	0,64	22	0,57	26	0,86	19	0,36	
ТуркмССР	5	9	0,80	5	0,0	10	100	13	160	7	0,40	8	0,60	
ТаджССР	13	18	0,38	16	0,23	22	0,70	22	0,70	22	0,70	20	0,54	
КиргССР	28	29	0,04	25	-0,11	33	0,18	34	0,21	37	0,32	30	0,07	
УзбССР	10	10	0,0	8	-0,20	15	0,50	16	0,60	12	0,20	11	0,10	

Примечание. А — число дней с грозой, Б — отклонение от нормы в процентах.

геофизическая клетка со стороной $5 \times 5^\circ$ или площадь, равная $100\,000\text{ км}^2$, так как меньшие площади рассматривать не имеет смысла.

Карта числа грозовых разрядов, построенная по числу дней с грозой, более детально характеризует в том или ином районе грозовую деятельность [6].

Анализируя карту, можно сделать вывод, что число разрядов на ЕТС на широте 65° составляет 30—50 на 100 км^2 , в центральной части района — от 100 до 250, на Украине — от 200 до 300, Кавказе — от 200 до 300, что находится в удовлетворительном соответствии с полученными ранее результатами [3].

Представляется интересным обсудить вопрос о том, насколько рассматриваемый период инструментальных наблюдений за грозами (1960—1965 гг.) является характерным для грозовой деятельности вышеуказанного района.

В этой связи был рассмотрен материал по числу дней с грозой на территории СССР (ЕТС, Кавказ и Средняя Азия и Казахстан) за 1960—1965 гг., а также отклонение числа дней с грозой за отдельные годы и за весь период от средних многолетних данных (от нормы).

Данные о числе дней с грозой представлены в табл. 1.

Из рассмотрения этой таблицы следует, что грозовая деятельность, оцениваемая числом дней с грозой за период 1960—1965 гг., была примерно на 25% выше нормы. Можно предположить, что число грозовых очагов и число грозовых разрядов будут также несколько завышенными.

Из формулы (1) следует, что если число грозовых очагов мало, число грозовых разрядов остается достаточно большим (в предельном случае при $P=0$, $N=50$ в расчете на 100 км^2). Это означает, что базисный метод катодного пеленгования, как правило, пропускает малоактивные грозовые очаги. Это подтверждается следующими элементарными физическими соображениями. Грозовая ячейка в средних широтах генерирует 1—2 грозовых разряда в минуту [11]. Продолжительность ее активного электрического состояния составляет 30 мин. Таким образом, за это время грозовая ячейка генерирует 30—60 разрядов. Следовательно, те «средние статистические» грозовые очаги, которые описываются формулой [1], состоят из 15—30 грозовых ячеек. Это преимущественно фронтальные грозы.

Вследствие того, что метод базисного катодного пеленгования обладает малой разрешающей способностью, единичная грозовая ячейка, очевидно, не может быть различима среди группы других ячеек.

Если грозовые ячейки уподобить ячейкам Бенара, каждая из которых имеет диаметр порядка 10 км и расстояние между ячейками того же порядка, то куст катодного пеленгования отмечает грозовые образования на площадях 80—100 км².

ЛИТЕРАТУРА

1. Kimpara. Atmospherics in the Far East. Recent Advances in Atmospheric Electricity. Pergamon Press, London, 1958.
2. Perlat A. Comparaison et utilisation des méthodes de repérage des foyers orageux. La Météorologie, No. 39, 1955.
3. Имянитов И. М., Колоколов В. П., Соловьев В. А. Изучение атмосферного электричества. Труды ГГО, вып. 218, 1967.
4. Соловьев В. А. Грозовая активность в среднеазиатских республиках СССР и в сопредельных с ними странах. Труды ГГО, вып. 204, 1967.
5. Соловьев В. А. Грозовая активность над Европейской территорией СССР. Труды ГГО, вып. 163, 1964.
6. Колоколов В. П. Некоторые особенности разрядной деятельности гроз в средних широтах. Труды ГГО, вып. 177, 1965.
7. Колоколов В. П., Баркалова К. Н. Число грозовых разрядов и продолжительность гроз. Труды ГГО, вып. 204, 1967.
8. Колоколов В. П., Кутявин В. А. Карта числа грозовых разрядов на Европейской территории СССР за 1965 г. Труды ГГО, вып. 204, 1967.
9. Колоколов В. П., Симонова Р. П. Методика составления карт грозовых разрядов. Труды ГГО, вып. 177, 1965.
10. Леушин Н. И., Павловская А. А. К использованию данных об атмосферах в службе прогнозов. Методические указания, вып. 32, Изд. ЦИП, 1958.
11. Вгисе С. Е. R., Golde R. H. The Lightning discharge. John Inst. El. Engrs., 88, 1941.

К ВОПРОСУ ОТОЖДЕСТВЛЕНИЯ НАБЛЮДЕНИЙ НА СЕТИ ПЕЛЕНГОВАНИЯ АТМОСФЕРИКОВ

Определение местоположения грозových очагов методом пеленгования отдельных атмосфериков с помощью сети (куста) пеленгаторов (гониометров или катодных пеленгаторов) с электроннолучевым индикатором пеленгов началось в 1953 г. с организации на Европейской территории СССР куста станций. Далее сеть была расширена до трех кустов. Информация по атмосферикам собиралась и обрабатывалась в Главном метеорологическом центре (раньше Центральный институт прогнозов). На основе этих материалов были получены связи атмосфериков с погодными условиями [1]. Требования к информации возросли, но методика наблюдений не позволяла расширить и повысить ее качество. Существенным недостатком в методике наблюдений явилась синхронизация отсчетов. Дело в том, что 5—6 станций куста должны фиксировать пеленг одного меченого с командного пункта атмосферика. Если все приемные пункты зафиксировали пеленги, относящиеся к одному и тому же атмосферик, такой пеленг-атмосферик называется синхронным.

Состояние вопроса синхронизации наблюдений проанализировано Б. К. Иньковым [2], и более полный обзор техники пеленгования и синхронизации можно найти в работе [3].

Элемент автоматизации внесен в формирование командного сигнала, который посылается каждый раз, когда на индикаторе командного пункта появляется пеленг. Приемные пункты сети пеленгования ожидают два сигнала, которые они должны усвоить. Пеленг атмосферика всегда приходит чуть раньше сигнала команды. На приемных пунктах господствует метод визуально-слухового отождествления пеленга с сигналом метки. Пеленг, появляющийся на экране индикатора, благодаря формированию импульса подсвета самим атмосфериком, задерживается на экране индикатора послесвечиванием экрана, чтобы оператор мог отсчитать азимут. Сигнал команды, как телеграфная точка, воспринимается на слух. При визуальном отождествлении от оператора требуется сравнить момент начала подсветки пеленга с передним фронтом сигнала команды. Когда между ними будет более 10 мсек., отметить такой пеленг несинхронным, исключая его из информации.

Учитывая грозовую обстановку, устанавливается такая чувствительность, чтобы вероятность появления пеленга другого атмосферика была меньше чем 0,01 заданного отрезка времени, $T=15 \div 20$ мсек. [3] между пеленгом и сигналом команды. Темп следования подсветок пеленгов выбирается около 10 сек. По этой причине сеть пеленгаторов, работающая на низкой чувствительности, дает в среднем 3 отсчета на грозовой очаг,

содержащий тысячи разрядов, а с повышением чувствительности или с изменением грозовой обстановки вероятность появления атмосферика, близкого к отмеченному, увеличивается. Это приводит к заметному увеличению числа несинхронных отсчетов. Эффективность пеленгования получается незначительной. Неправильно было бы на командном пункте метить много атмосфериков, отсылать их с приемных пунктов на обработку с целью выбраковки несинхронных уже в процессе локализации.

Чтобы ответить на ряд вопросов, возникающих при подходе к автоматизации отождествления, рассмотрим реальные временные соотношения прихода (падения) атмосферика и сигнала управления относительно приемного пункта, затем используем их применительно к европейскому кусту пеленгования.

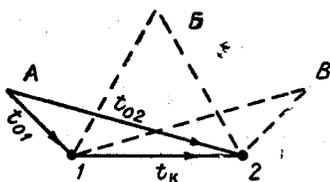


Рис. 1а. Основные обозначения временных связей прихода атмосферика на командный пункт 1 и приемный пункт 2 от грозовых очагов А, В и В.

Из сети станций пеленгования используем лишь командный пункт 1 и приемный 2 (рис. 1а). В условиях сети функции могут меняться. Допустим, имеется три грозовых очага А, В и В. Расстояние между пунктами 1 известно. Из грозового очага с точкой А импульс атмосферика распространяется за время t_{01} до командного пункта и за время t_{02} до приемного пункта. Импульс атмосферика командного пункта подсвечивает

экран индикатора, показывая азимут прихода, вызывает срабатывание командного реле, от которого формируется посылка через радиостанцию короткого (0,1—0,2 сек.) сигнала управления. Через промежуток времени t_k сигнал управления будет принят в точке 2. Время переноса команды из пункта 1 в пункт 2 постоянно и определяется по формуле $t_k = \frac{l}{c}$, где c — скорость света. Нас интересуют временные соотношения прихода сигнала управления и импульса атмосферика в пункт 2.

Допустим, что при формировании и приеме сигнала управления отсутствует аппаратная задержка. Разность момента прихода атмосферика на командный и приемный пункты может быть положительной и отрицательной. Это будет связано с азимутом прихода атмосферика относительно базы точек 1 и 2. При положительной разности атмосферик раньше достигает командного пункта. Для области В, когда $t_{01} = t_{02}$ раз-

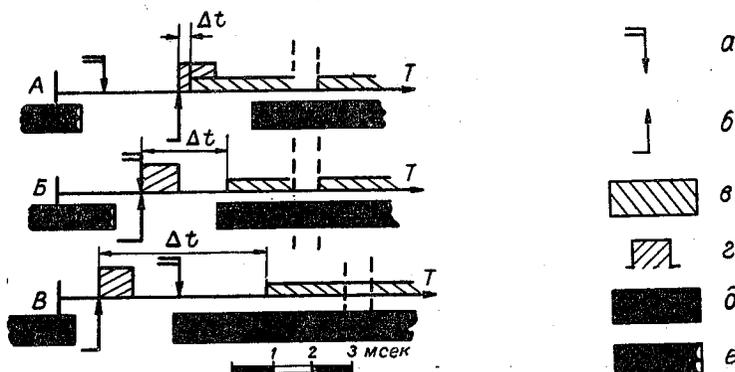


Рис. 1б. Временные характеристики прихода атмосферика и сигнала управления на приемный пункт 2 от грозовых очагов А, В и В. а — момент прихода атмосферика на командный пункт; б — момент прихода этого же атмосферика на приемный пункт; в — сигнал команды; з — импульс подсвета; д — блокировка по концу автоматического отождествления; е — разблокировка.

ность прихода будет равна нулю. Задержка прихода сигнала управления на приемный пункт Δt будет всегда положительной, т. е. сигнал управления всегда приходит позже, чем атмосферик ($\Delta t = t_{01} + t_k - t_{02}$). Для очага *A* Δt близко к нулю, для очага *B* оно равно t_k и для очага *B* приближается к своему максимальному значению $\Delta t_m \cong 2t_k$. Максимум $2t_k$ будет для грозового очага, расположенного на продолжении линии базы. Для двух пунктов такой случай не дает пересечения при прокладке пеленгов. Этот случай будет иметь реальное значение для сети из трех и более пунктов.

Наглядное представление о формировании запаздывания Δt для очагов *A*, *B* и *B* дается на временных графиках рис. 1б. Эти графики строятся относительно момента возникновения атмосферика. На временную ось *T* наносится момент прихода атмосферика на командный пункт, момент прихода того же атмосферика на приемный пункт и формирование импульса подсветки пеленгатора приемного пункта. Сигнал управления в представленном временном масштабе велик, поэтому он представлен широкой полосой с разрывом.

Для грозового очага *A* момент прихода сигнала управления имеет малую задержку Δt . Для случая *B* $\Delta t = t_k$ и для *B* — почти $2t_k$. Из представленных графиков видно, что на оператора пункта пеленгования возлагается выделение задержки, которая будет больше $2t_k$. Сигналы управления, пришедшие на приемный пункт с задержкой выше $2t_k$, должны характеризовать несинхронные атмосферерики.

В реальных условиях сети пеленгования визуальное отождествление ведется сразу на нескольких пунктах. На рис. 2 представлена сеть из пяти пунктов европейского куста пеленгования. В табл. 1 даны расстояния между пунктами и чистое время переноса сигнала управления. Допустим, что режим работы сети (куста) принят таким, что каждый из пунктов поочередно работает в командном режиме. Исходя из того, что максимальная идеализированная задержка равна $2t_k$ и определяется только базовыми расстояниями, можно принять ее равной 17,6 мсек. Такая задержка сформируется для случая, когда команда будет приходиться с пункта 1 в пункт 5, а грозовой очаг будет находиться южнее пункта 5. Максимальная задержка Δt_m будет изменяться при перемене командного пункта. Например, между пунктами 1—2 задержка $\Delta t_m = 8,4$ мсек., а для пары 1—3 $\Delta t_m = 10,6$ мсек. Когда командным будет

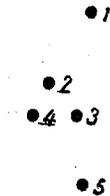


Рис. 2. Размещение сети пунктов пеленгования применительно к европейскому кусту станций.

Таблица 1

Расстояние между пунктами сети пеленгования и время переноса сигнала управления

Пункт	1	2	3	4	5
	Расстояние, км				
1		1250	1600	1800	2650
2	4,2		650	550	1600
3	5,3	2,2		650	1000
4	6,0	1,8	2,2		1270
5	8,8	5,3	3,3	4,2	
	Время, мсек.				
Пункт	1	2	3	4	5

пункт 4, Δt_m даст новое распределение по Δt_m . Максимум будет для пунктов 1—4 и минимум для пары 2—4 при $\Delta t_m = 3,6$ мсек.

Ограничивая передачу сигналов управления только с пунктов 2, 3 и 4, будем иметь свой вполне фиксированный максимальный разброс. Так, для управления с пункта 2 получим 4,4—10,6 мсек., с пункта 3—4,4—10,6 мсек. и для пункта 4 в диапазоне 3,6—12 мсек. Из этого видно, что выбор командных пунктов позволяет уменьшить максимальное время задержки. При оптимально жестком отождествлении может потребоваться сжатие диапазона или его расширение при передаче функции команд. Это положение будет иметь значение для автоматизированных систем. Для визуально-слухового отождествления занятость в 3,6 или в 12 мсек. не будет сказываться на результатах.

Недостаточная обеспеченность выхода информации, низкий темп, малая чувствительность заставляют искать пути перехода от визуально-слухового отождествления к автоматизированному. Из отечественных разработок в этой области можно отметить систему активной и жесткой синхронизации В. Е. Кашпровского [3], которая могла бы несколько облегчить условия эксплуатации. В этой системе с командного пункта посылается сигнал, от которого разблокируется подсветка пеленгаторов приемных пунктов, затем посылается другой сигнал, обеспечивающий блокировку подсветки. При этом ведется визуально-слуховое отождествление. В этом методе лишь ограничивается период съема пеленгов. Система не испытывалась.

В [2] дается краткое описание индикатора совпадений, который должен был заменить визуально-слуховое отождествление. Сигнал управления командного пункта преобразовывается в импульс 50 мсек., управляющий контактами поляризованного реле. Другая цепочка, работающая от импульса подсветки, вырабатывает второй импульс 15 мсек., обеспечивающий замыкание контактов второго поляризованного реле. Цепи контактов первого и второго реле соединены последовательно. При совпадении замкнутых контактов вспыхивает лампочка, сигнализирующая о нормальном отождествлении. В описании не приведены временные диаграммы, что затрудняет обсуждение системы. Практического применения эта система не получила. Главный ее недостаток в том, что нет обеспеченности совпадений.

Автором предложена система жесткой синхронизации, прошедшая этап лабораторных испытаний. В этой системе на приемном пункте ведется отождествление каждого атмосферика, фиксируемого пеленгом на командном пункте. С командного пункта формируется посылка двухкомпонентного сигнала управления. Первая компонента всегда постоянна по продолжительности. Пеленг командного пункта может быть подсвечен только после окончания первой компоненты. За это время на приемных пунктах готовится разблокировка цепи подсветки.

Момент разблокировки формируется так, чтобы он наступал раньше, чем на командном пункте, на время максимальной задержки сигнала управления, т. е. на время t_{km} , равное максимальной разности прихода атмосферика. При таком условии появление атмосферика на пеленгаторе командного пункта сразу после разблокировки позволяет осуществить нормальное отождествление. Разблокировка приемных пунктов обеспечивается установкой триггера окна в единичное состояние и вновь блокируется сразу после того, как импульс подсветки прошел на индикатор пеленга. Если же темп следования подсветок (атмосфериков) на командном пункте таков, что он появляется через некоторый отрезок времени, то наступает период ожидания; вторая компонента удлиняется до появления импульса подсветки. Отождествление автоматизировано так, что

на индикаторе результата отождествления выдается ответ для нормального прихода, когда принятый атмосферик не опережает сигнал управления более чем $2t_k = \Delta t_m$. Кроме этого, дается ответ и для атмосфериков, принятых за пределами этого окна отождествления.

Временная диаграмма разблокировки и блокировки автоматизированного отождествления представлена на рис. 16 сплошной штриховкой. Для импульса атмосферика от грозового очага *A* разблокировка наступила после некоторого ожидания. Блокировка в конце отождествления всегда происходит жестко и связана с появлением импульса подсветки. Это хорошо видно для очагов *B* и *B*. Случай с атмосфериком от очага *B* взят таким, когда вторая компонента минимальна и окно для импульса подсветки примерно равно t_k , например 10—12 мсек. В этой системе четко работает конец отождествления. Отсутствие четкости начала отождествления восполняется дополнительной характеристикой путем индикации результата «опережение». В этой системе интервал автоматического отождествления сжат до предела, имеется блокировка от начала до конца периода отождествления. Темп следования импульсов может быть значительным. Это уменьшает вторую компоненту, т. е. ожидание и возможность проникновения «чужого» атмосферика, который будет отождествлен и отнесен к опережающему. Исходя из максимальной задержки для сети из пяти пунктов (17,6 мсек.), можно применять темп следования не 0,1 имп/сек., как это принято, а 30—50 имп/сек. С учетом полной автоматизации можно получить темп наблюдений и фиксирования азимутов в 3—4 единицы информации (пеленга) в секунду.

Из представленного материала временных связей отождествления сигнала атмосферика с сигналом управления видно, что:

1) размещение командных пунктов и сети пунктов дает вполне определенную максимальную задержку, которая не имеет значения при визуальном отождествлении и строго учитывается для автоматизированной системы. Для уменьшения временного окна отождествления командные пункты следует размещать компактно;

2) жесткая система отождествления позволяет поднять темп следования атмосфериков до 30—50 атмосфериков в секунду с полной обработкой единицы информации по азимуту при 3—4 отсчетах в секунду. Это примерно в 40 раз выше существующего темпа визуально-слухового отождествления.

ЛИТЕРАТУРА

1. Леушин Н. И., Павловская Л. Л. К использованию данных об атмосфериках в службе прогнозов. Изд. ЦИП, М., 1958.
2. Иньков Б. К. Исследование методов регистрации атмосфериков, применяемых для оценки грозовой деятельности. Труды ГГО, вып. 136, 1962.
3. Кашпровский В. Е. Определение местоположения гроз радиотехническими методами. Изд-во «Наука», 1966.

ТИРАТРОННЫЙ ПРИЕМНИК ГРОЗОРЕГИСТРАТОРА

В предлагаемой статье описан один из вариантов прибора для регистрации числа грозových разрядов с использованием тиратрона. В практике, кроме тиратронных, используются ламповые, транзисторные грозорегистраторы. Первые отечественные наблюдения с использованием приборов на тиратронах в условиях метеостанции уже были описаны [1]. Это грозорегистраторы Г-3. Испытания этих приборов в 1955—1956 гг. не дали хороших результатов главным образом из-за низкого качества тиратронов ТХ-1, которые вообще были сняты с производства. Взамен ТХ-1 стал выпускаться тиратрон (тетрод) ТХ-36. Часть грозорегистраторов с неудовлетворительными характеристиками была снята с сети и переделана по схеме Г-4. Приборы, работающие по этой схеме, отличаются малым

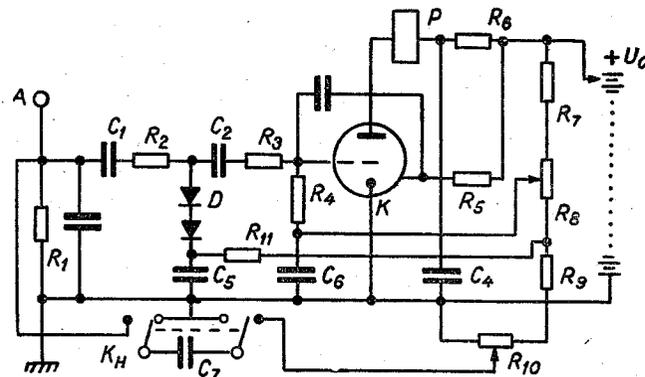


Рис. 1. Электрическая схема грозорегистратора на тиратроне с холодным катодом ТХ-36.

$R_1 = 2 \text{ Мом}$, $R_2 = 0,5 \text{ Мом}$, $R_3 = 1 \text{ Мом}$, $R_4 = 3,9 \text{ Мом}$, $R_5 = 6,2 \text{ Мом}$, $R_6 = 0,2 \text{ Мом}$, $R_7 = 3,9 \text{ Мом}$, $R_8 = 0,5 \text{ Мом}$, $R_9 = 0,8 \text{ Мом}$, $R_{10} = 0,3 \text{ Мом}$;
 $C_1 = 0,01 \text{ мкф}$, $C_2 = 200 \text{ пф}$, $C_3 = 20 \text{ пф}$, $C_4 = 3 \text{ мкф}$, $C_5 = 0,1 \text{ мкф}$, $C_7 = 0,01 \text{ мкф}$, $G_8 = 50 \text{ пф}$.

потреблением тока, возможностью типизации по чувствительности, широкой устойчивостью к температуре окружающей среды. Рабочая температура тетрода может быть от -40 до 60° .

Электрическая схема грозорегистратора Г-4 на тетроде с холодным катодом ТХ-36 представлена на рис. 1. Цепь антенны нагружается на резистор R_1 и выходной контур из RC с резонансной частотой 500 гц. Диоды D использованы для создания ограничения больших по амплитуде

де входных напряжений до уровня 20—30 в, снимаемых с сопротивлений делителя R_{10} , R_9 . Поджигающий импульс антенны проходит входную цепь, подводится на вторую сетку и через C_3 на первую сетку тетрода. Вообще достаточно делать запуск только по второй сетке. Связь с первой сеткой создает более устойчивое зажигание и реагирование на оба знака входных напряжений. В анодной цепи имеется электромагнит R , управляющий записью числа грозových разрядов. Самописец в схеме Г-4 остался без изменений, что и в схеме Г-3, т. е. с двумя полями записи, с максимальной вместимостью часовой записи около 4000 разрядов.

При поджигании тетрода конденсатор C_4 разряжается через P и тетрод. Электромагнит срабатывает, отмечая на ленте принятый импульс грозового разряда. Подзарядка C_4 происходит через резистор R_6 . Питание анодной цепи и сеток осуществляется от общего $+U_a$. Рабочая точка выбирается так, чтобы $+U_a$ было меньше напряжения зажигания тетрода на 5—6 в. Первая сетка питается через R_5 . Между этой сеткой и катодом создается постоянно действующий тлеющий разряд. Этот разряд стабилизирует режим работы тиратрона по зажиганию и делает его устойчивым к внешним воздействиям (температура, свет).

При помощи потенциометра R_8 можно в некоторых пределах изменить величину подпирającego напряжения второй сетки. Этим напряжением можно воздействовать на анодное напряжение зажигания, степень реагирования тетрода к импульсам запуска, т. е. на чувствительность приемника. В зависимости от тетрода напряжение первой сетки может быть от 20 до 60 в.

Контроль чувствительности осуществляется при разряде конденсатора C_7 , разряжаемого на цепь антенны. Зарядка этого конденсатора осуществляется через потенциометр R_{10} .

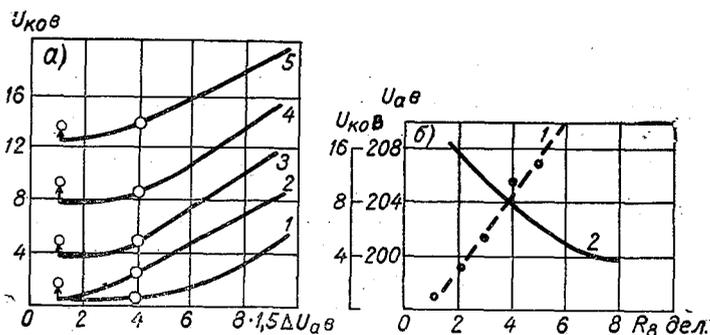


Рис. 2.

- а) Семейство кривых пороговой чувствительности $U_{к0}$ в зависимости от зажигания ΔU_a для пяти положений движка потенциометра. Точки для $\Delta U_a = 1$ означают начало самовозбуждения.
 б) Изменение пороговой чувствительности $U_{к0}$ (1) (при $\Delta U_a = 6$ в) и анодного напряжения зажигания U_a (2) с изменением положения движка R_8 .

Величина рабочего напряжения U_a должна быть на 15—20 в меньше нижней величины напряжения, при котором тетрод еще работает в режиме релаксации. На практике подбор напряжения производится экспериментальным путем с использованием токоотводов от батареи с интервалом 15—20 в.

Общее токовое потребление приемника около 50 мка, а по мощности порядка 10 мвт; при регистрации 100 000 разрядов за сезон (6 мес.)

от батареи потребуется лишь 0,25 а-ч. Так как батарея нагружается незначительно, напряжение сохраняется постоянным продолжительное время.

Использование в грозорегистраторе тетрода расширило возможности изготовления приемников с однотипной и заданной чувствительностью, четким порогом срабатывания, практически с отсутствием температурной зависимости и т. д. Возможность более детальной характеристики по пороговой чувствительности, когда отмечается минимальная амплитуда, на которую реагирует прибор от входного напряжения, представлена семейством кривых на рис. 2 а. Этот график иллюстрирует зависимость пороговой чувствительности для пяти положений движка резистора R_8 , начиная от первого токоотвода без самосрабатывания. Занижение взято до $\Delta U_a = 10 \cdot 1,5$ в. Для $\Delta U_a = 1$ видно, что с изменением напряжения второй сетки порог срабатывания возрастает. Для эффективного радиуса действия 80 км требуется пороговая чувствительность 8—9 в. Учитывая, что занижение должно быть 5—6 в, выбираем четвертое положение движка. При изменении занижения на $\pm 1,5$ в разброс по чувствительности будет в пределах 8—9,5 в. Изменение пороговой чувствительности при отмеченном изменении занижения различно. От точек при $\Delta U_a = 4$ пороговая чувствительность возрастает почти линейно с увеличением занижения.

Для практического использования снимаются характеристики, показанные на рис. 2 б. Здесь показано изменение пороговой чувствительности $U_{к0}$ и потенциала зажигания анод—катод U_a при перемещении движка резистора R_8 , снабженного шкалой из 10 делений. Пользуясь этой возможностью, легко установить для данного прибора чувствительность 8 в. Этому условию удовлетворяет четвертое деление шкалы. При этом потенциал зажигания $U_{ав}$ будет 204 в, а рабочая точка с учетом занижения $\Delta U_a = 6$ в будет 198 в. Пороговая чувствительность $\Delta U_{к0}$, представленная на рис. 2 б, снята при нормальном занижении $\Delta U_a = 6$ в. По этим характеристикам легко корректировать чувствительность, выпуская группу приборов с малым разбросом по чувствительности.

С целью ограничения по радиусу действия для Г-4 был взят диапазон

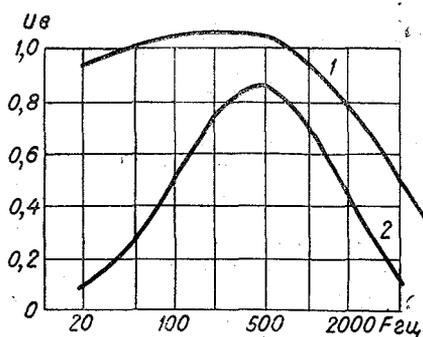


Рис. 3. Частотная характеристика входной цепи приемника тиратронного грозорегистратора Г-4 (1) и Г-3 (2).

низких частот 100—1700 гц с максимумом на 500 гц. Эта частотная характеристика представлена на рис. 3.

Испытания нескольких Г-4 начались с опозданием и не были как следует организованы. Однако некоторый материал был собран. Например, для пункта Москва записи числа разрядов по месяцам содержали: в мае 1087 разрядов, в июне 226, в июле 1725, в августе 1412, в сентябре 323. Максимальный радиус действия этого прибора с антенной от грозорегистратора Г-3, установленной на здании пятиэтажного дома, был около 100 км.

Результаты, полученные в ходе изготовления приемно-регулирующей части грозорегистратора на новой основе (ТХ-36), показали, что в электрической схеме заложены перспективные решения, развитие которых позволит создать прибор, пригодный для работы в условиях сети метеостанций.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лоч Б. Ф. Опытные наблюдения за числом грозových разрядов. Труды ГГО, вып. 58, 1956.
2. Müller-Hillebrand D. Lightning counter and results obtained in Sweden during the thunderstorm period 1958. TVF, 30, 1959.
3. Лызар П. С. Полупроводниковые грозорегистраторы. Труды ГГО, вып. 157, 1964.

О ЗАВИСИМОСТИ ЧИСЛА ПРИНИМАЕМЫХ АТМОСФЕРИКОВ ОТ ШИРИНЫ ПОЛОСЫ

При сравнении данных о числе атмосфериков, регистрируемых различной аппаратурой, необходимо учитывать не только чувствительность приемных устройств, но и зависимость показаний приборов от ширины полосы пропускания $\Delta f = B$. Для сравнительно узких полос B_1, B_2 , в пределах которых спектральные амплитуды изменяются не слишком сильно, соотношение эффективных порогов двух приборов с одинаковой чувствительностью будет иметь значение порядка $\sqrt{B_2/B_1}$. В этом случае, на основании выведенной ранее общей статистической закономерности изменения числа зарегистрированных сигналов $g(E_0)$ в зависимости от порога срабатывания аппаратуры [1], получается простая оценка величины $[g(B_1)/g(B_2)] \approx (B_1/B_2)^n$, где показатель степени n имеет значение порядка единицы, а через $g(B_1)$ и $g(B_2)$ обозначено число разрядов, принятых приборами с полосами B_1 и B_2 .

Однако экспериментальные данные относятся главным образом к зависимости среднего уровня сигналов от ширины полосы. Например, в [2] по данным отдельных наблюдений на частоте 22 кгц получено соотношение $E^* = c\sqrt{B}$ (при изменении B в пределах от 0,64 до 1100 гц), где E^* — среднее квадратичное значение напряженности поля, c — коэффициент, зависящий от грозовой активности. Поэтому для непосредственной экспериментальной оценки величины $[g(B_1)/g(B_2)]$ на полевой базе Главной геофизической обсерватории в пос. Воейково были проведены в 1967 г. специальные измерения с помощью двух анализаторов гармоник (в диапазоне частот от 4 до 20 кгц) и двух приемников, работающих на фиксированной частоте 7 кгц.

Применяемая сначала фотографическая регистрация показаний анализаторов дала дополнительный материал для характеристики распределения интервалов между атмосфериками, но оказалась неудобной при обработке данных с целью оценки рассматриваемой здесь зависимости числа сигналов от ширины полосы. Необходимые данные были получены позднее (в течение холодного периода, когда близкие грозы отсутствовали) с помощью более подходящих самописцев, в качестве которых были использованы типовые грозорегистраторы [3], включенные после соответствующих анализаторов и приемников.

Анализаторы имеют достаточно резко ограниченные полосы пропускания шириной 9 и 280 гц, а для приемников, настроенных на частоту 7 кгц, удобно было выбрать более широкие полосы (0,6 и 1 кгц на уровне 6 дб). Антенна имела форму наклонного луча и была связана со входом приемников через катодный повторитель. Пороговую чувствительность всех приемных устройств можно характеризовать величиной

порядка 1—2 мв/м. Каждая пара однотипных приборов имела одинаковую чувствительность и работала одновременно, причем полосы отдельных приемников, настроенных на частоту 7 кгц, были фиксированы, тогда как анализаторы поочередно переключались на узкую и широкую полосу (когда на одном была включена полоса 280 гц, на втором включалась полоса 9 гц, и наоборот).

В общем итоге за весь период наблюдений приемники, настроенные на частоту 7 кгц, зарегистрировали несколько миллионов атмосфериков, причем более широкополосный приемник ($B=1$ кгц) отметил в среднем в два раза больше сигналов, чем узкополосный ($B=0,6$ кгц). Однако это соотношение может изменяться в определенных пределах около средней величины. В табл. 1 дано распределение повторяемости различных значений отношения $g(1)/g(0,6)=z$, вычисленного по суточным суммам числа зарегистрированных атмосфериков.

Таблица 1

z	1,0—1,2	1,3—1,5	1,6—1,8	1,9—2,1	2,2—2,4	2,5—2,7	2,7—3,0	>3
Повторяемость, %	2	15	17	27	17	14	4	4

По данным таблицы, распределение значений z близко к нормальному со средним квадратическим отклонением $\sigma = \pm 0,5$. Такое же значение σ было получено по ежечасным данным за отдельные месяцы. Принимая $z = 2,0 \pm 0,5$, можно подсчитать соответствующие значения показателя n в соотношении $z \approx (B_1/B_2)^n$. Полученные величины $n = 1,3 \pm 0,5$ согласуются с указанной выше теоретической оценкой ($n \sim 1$). При сопоставлении данных наблюдений был обнаружен также суточный ход значений z , возрастающих в ночное время, что связано, вероятно, с очень неравномерным распределением источников атмосфериков в зимнее время. Средние месячные величины, характеризующие суточный ход z , приведены в табл. 2 (составленной по московскому времени).

Таблица 2

Месяц	Часы											
	0—2	2—4	4—6	6—8	8—10	10—12	12—14	14—16	16—18	18—20	20—22	22—24
I	2,8	2,8	2,7	2,1	2,6	2,4	2,1	1,8	1,9	2,1	2,6	2,9
II	1,8	1,8	1,7	1,6	1,5	1,7	1,5	1,5	1,7	1,9	1,9	2,0
III	2,0	1,9	1,8	1,7	1,8	1,7	1,7	1,7	1,9	2,3	2,5	2,2

Таблица 3

f кгц	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
z	11	25	13	11	9	27	24	26	—	39	26	28

Наблюдения, проведенные с помощью анализаторов, позволили не только получить значение z для другого соотношения ширины полос ($B_1/B_2=31$), но и выяснить возможные изменения z при регистрации атмосфериков на различных частотах (табл. 3).

На частотах выше 15 кгц становятся заметными помехи от радиостанций, а на частотах ниже 4 кгц атмосферники в период наблюдений, как правило, не регистрировались. Осредненные величины S^* , характеризующие в относительных единицах зависимость числа принятых атмосфе-

риков от частоты f , представлены в табл. 4, для составления которой использованы записи анализатора с шириной полосы 280 гц. Подобный ход имеют соответствующие значения S_1^* , определенные по графику, приведенному в качестве примера в статье [4].

Таблица 4								
f кГц	4	5	6	7	8	9	10	15
S^*	0,05	0,3	0,6	0,75	0,85	0,9	0,95	1
S_1^*	—	0,2	0,3	0,4	0,7	1	1	1

Резкое уменьшение количества принимаемых атмосфериков на низких частотах, вызванное ростом поглощения около граничной частоты волновода «земля—ионосфера», сопровождается также существенным изменением величины z (см. табл. 3): для участка 9—15 кГц среднее значение $\bar{z}=28$, тогда как в соседнем интервале (4—8 кГц) $\bar{z}=14$. В результате уменьшения количества атмосфериков, регистрируемых анализатором с шириной полосы 9 гц (особенно на низких частотах), отдельные значения z , вычисленные по данным за короткие промежутки времени порядка одного или нескольких часов, имеют значительные случайные колебания, которые не исключаются полностью даже при осреднении наблюдений по отдельным частотам. Однако общий характер хода z выясняется на основании полученных данных достаточно определенно. Эти данные подтверждают также указанную выше общую оценку величины $z = (B_1/B_2)^n$ при $n \sim 1$. Действительно, после подстановки значений $B_1=280$ гц и $B_2=9$ гц по суммарным осредненным величинам z получаются значения $n=0,97$ (по измерениям на частотах 9—15 кГц) и $n=0,77$ (на частотах 4—8 кГц). Вследствие наличия указанных здесь вариаций показателя n ориентировочное значение $n=1$ может быть использовано только для грубой оценки количества разрядов, которое может быть зарегистрировано прибором с другой шириной полосы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Махоткин Л. Г. Статистические характеристики амплитуд атмосфериков. Труды ГГО, вып. 177, 1965.
2. Watt A. D., Maxwell E. L. Measured statistical characteristics of VLF atmospheric radio noise. Proc. Inst. Radio Engng., 45, No. 1, 1957.
3. Лызар П. С. Полупроводниковые грозорегистраторы. Труды ГГО, вып. 157, 1964.
4. Volland H. Das statistische Amplitudenspektrum von Atmosphericis. Zs. angewandte Phys., 15, Nr 6, 1963.

Л. Г. МАХОТКИН, Б. К. ИНЬКОВ

О РАСПРЕДЕЛЕНИИ ИНТЕРВАЛОВ МЕЖДУ ИМПУЛЬСАМИ АТМОСФЕРНЫХ ПОМЕХ

При решении определенных практических задач следует учитывать, что частные оценки интервалов времени между импульсами, полученные авторами статьи [1], связаны с общими закономерностями распределения атмосферных радиопомех. Действительно, эмпирическое соотношение

$$\bar{\tau} = 60E - 300,$$

где $\bar{\tau}$ (мсек.) — среднее значение интервала между импульсами, превышающими пороговую величину напряженности поля E (мв/м), на основании тех же экспериментальных данных (относящихся к участку $10 < E < 30$) может быть заменено другой эмпирической формулой

$$\bar{\tau} = 10E^{1,5}.$$

С другой стороны, в результате расчета [2] была выведена общая формула

$$g = C(E)^{-q},$$

где g — число импульсов с амплитудой $\geq E$, приходящих в единицу времени; C — коэффициент, характеризующий грозовую активность; по теоретической оценке показатель $q \approx 1,5$. Так как $\bar{\tau} = g^{-1}$, экспериментальные данные, приведенные в [1], вполне согласуются с расчетной формулой.

Вывод о наличии линейной связи между $\bar{\tau}$ и E фактически сводится к утверждению, что в достаточно узком интервале всякая кривая может быть приближенно заменена прямой. Переход от частного эмпирического соотношения [1] к общей формуле [2] имеет для практических оценок величины $\bar{\tau}$ существенное значение, так как небольшой выход за пределы линейного участка приводит к явно неправильным результатам (например, при $E = 5$ мв/м по указанному в [1] соотношению получается $\bar{\tau} = 0$).

Вследствие большой изменчивости отдельных значений τ данные о средних величинах $\bar{\tau}$ должны быть дополнены оценкой средних квадратических отклонений $\sqrt{\bar{\tau}^2 - (\tau)^2}$. Последняя оценка может быть получена только с учетом вероятности различных значений τ . По имеющимся данным, интервалы времени между вспышками молний распределены

В соответствии с логарифмически нормальным законом [3], причем стандартное отклонение $\sigma \approx 9$ дБ [4]. При обработке наблюдений за атмосфериками, проведенными в июле 1966 г. на полевой базе Главной геофизической обсерватории (под Ленинградом), были получены данные о распределении значений τ . Наблюдения проводились на нескольких частотах в диапазоне 1—10 кгц с шириной полосы 10 и 300 гц и пороговым значением E порядка 200 мв/м. В среднем для 14 серий наблюдений было получено значение $\sigma \approx 9$ дБ.

Ранее были опубликованы данные измерений, сделанных с помощью специальной аппаратуры в нескольких пунктах США и в зоне Панамского канала (на частоте 22 кгц с полосой пропускания около 1 кгц, при очень низких пороговых значениях $E=0,01 \div 1$ мв/м) [5]. В указанной статье приведены данные относительно суммарного времени, в течение которого интервалы времени между импульсами не превышают выбранной величины, причем результаты представлены в виде графиков, построенных на сетке для распределения типа Вейбулла.

Для сопоставления с другими данными при элементарной оценке изменчивости τ целесообразно перейти также к логарифмически нормальному распределению, определив соответствующие значения σ . Так как общая характеристика отклонений от средних величин τ имеет практически ориентировочное значение, обращение к логарифмически нормальному распределению не предопределяет полной увязки результатов и строгого выполнения выбранной закономерности; достаточно допустить, что сохраняется соотношение, согласно которому как для совокупности значений τ , так и для рассматриваемых в [5] относительных интервалов времени стандартное отклонение σ имеет одинаковую величину. В результате обработки данных, приведенных в [5], получается очень большое среднее значение $\sigma \approx 16$ дБ, так как возрастание E от 0,01 до 1 мв/м сопровождается ростом σ , характеризуемым следующими величинами: 12 дБ (для $E=0,01$ мв/м), 16 дБ (для $E=0,1$ мв/м), 21 дБ (для $E=1$ мв/м).

На основании сопоставления различных результатов можно считать, что при очень низких ($\sim 0,01$ мв/м) и очень высоких (> 100 мв/м) значениях E стандартное отклонение $\sigma \approx 10$ дБ, а в средней части этого интервала (при $E \sim 1$ —10 мв/м) значения σ возрастают примерно до 15—20 дБ. Следует подчеркнуть, что значение $\sigma \approx 10$ дБ является достаточно типичным для ряда параметров [4—6] и достоверность его не вызывает сомнений, тогда как появление завышенных величин (20 дБ), возможно, связано с особенностями метода измерений, поэтому вопрос о реальности таких отклонений может быть решен только на основе более детального анализа результатов.

При логарифмически нормальном распределении среднее квадратическое значение $\tau_m = \sqrt{\tau^2}$ и среднее квадратическое отклонение $\delta = \sqrt{\tau^2 - (\bar{\tau})^2}$ пропорциональны среднему значению $\bar{\tau}$. Значения коэффициентов $C_1 = (\tau_m)/(\bar{\tau})$ и $C_2 = \delta/(\bar{\tau})$ легко вычисляются с помощью следующих выражений: $C_1 = \exp[(\sigma)^2/2]$, $C_2 = \sqrt{\exp(\sigma^2) - 1}$. Подставляя в них достаточно типичное по порядку величины значение $\sigma = 10$ дБ, получим: $C_1 = 1,9$, $C_2 = 1,7$. Вычисленное значение первого коэффициента в среднем хорошо согласуется с экспериментальными данными, приведенными в [1], тогда как величина C_2 несколько занижена. Для того чтобы получить указанную в [1] оценку $C_2 \approx 2$ —2,5, достаточно увеличить выбранное значение σ всего на 1—2 дБ. (Для сокращения записи принятое в [1] обозначение $\Delta\tau$ заменено здесь одной буквой τ .)

В результате проведенного анализа выясняется, что характерные особенности изменения как средней величины, так и отдельных интервалов времени между импульсами атмосфериков являются следствием достаточно общих статистических закономерностей и не зависят практически от ширины полосы пропускания применяемой аппаратуры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ремизов Л. Т., Потапов А. В., Вихров В. Р. Распределение вероятности интервалов между импульсами атмосферных помех. Радиотехника и электроника, 12, № 4, 1967.
2. Махоткин Л. Г. Статистические характеристики амплитуд атмосфериков. Труды ГГО, вып. 177, 1965.
3. Aiy a S. V. C. Some characteristics of tropical thunderstorms. Nature (Engl.), 208, No. 5011, 1965.
4. Dennis A. S. The flashing behaviour of thunderstorms. Bull. Amer Met. Soc., 46, No. 8, 1965.
5. Watt A. D., Maxwell E. L. Measured statistical characteristics of VLF atmospheric radio noise. Proc. Inst. Radio Engng., 45, No. 1, 1957.
6. Махоткин Л. Г. Оценка параметров амплитудного распределения атмосфериков, генерируемых изолированным источником. Геомагнетизм и аэрномия, 4, № 1, 1964.

ОДНОПУНКТНЫЕ МЕТОДЫ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА ГРОВОНЫМИ ОЧАГАМИ

Преимущества однопунктных методов наблюдений за грозовыми очагами вполне очевидны, но в течение более двадцати лет все работы, проводимые в этом направлении, не давали практически значимых результатов. Поэтому совсем недавно было распространено мнение, что практически перспективными, по крайней мере на ближайшее время, являются в основном работы в области усовершенствования базисных наблюдений, осуществляемых сетью пунктов [1—3]. Был поставлен вопрос о разработке специальных методов [2] для решения отдельных конкретных задач.

В процессе работы по усовершенствованию базисных наблюдений с целью устранения некоторых недостатков были обнаружены грубые дефекты используемого метода [4]. Так, с помощью базисных наблюдений не удается получить достаточно полную и оперативную информацию о близких грозовых очагах, расположенных на расстояниях до 200—300 км от данного пункта. Удовлетворительное решение последней задачи может быть достигнуто в результате снабжения каждого потребителя соответствующей аппаратурой, что выдвигает дополнительные требования в отношении простоты и надежности приборов. При этом необходимо ограничиться разумной, т. е. сравнительно низкой точностью измерений.

На основании проведенных расчетов было установлено, что по амплитудам отдельных атмосфериков можно грубо оценить логарифмы расстояния до ближайшего грозового очага [5]. Достаточно обоснованная шкала расстояний соответствует примерно геометрической прогрессии со знаменателем 2 (например, 25, 50, 100, 200 км). Когда гроза расположена на одном из указанных расстояний, принимается около 10% разрядов и количество правильных отсчетов приблизительно в 10 раз больше количества ошибок. Установка для определения местоположения близких грозовых очагов состоит из однонаправленного катодного пеленгатора и комплекта грозорегистраторов (счетчиков местных грозовых разрядов), в которых пишущее устройство заменено индикаторными лампочками [6]. Пороги срабатывания счетчиков выбраны в соответствии со шкалой, принятой для оценки расстояния. В журнал наблюдений записываются азимуты только тех вспышек на экране пеленгатора, которые сопровождаются срабатыванием, по крайней мере, одного счетчика.

Утверждение о возможности применения амплитудного метода [7] для определения расстояния (R) до далеких грозовых очагов не подтверждается данными проведенных измерений [8]. Поэтому мы не можем

согласиться с выводом Пирса, считающего амплитудный метод Хейдта и Волланда весьма перспективным [9].

Определяя направление дальнейшей работы, можно в известной степени руководствоваться тенденцией развития радионавигационной техники, в которой все большую роль играет аппаратура, основанная на фазовых методах [10]. Фазовые соотношения занимают особое место среди других измеримых величин (пеленгов, амплитуд, временных задержек). Специфические особенности естественных источников, не имеющие принципиального значения при определении пеленгов или амплитуд, начинают играть решающую роль при переходе к фазовым характеристикам и требуют впервые изменения самих основ методики наблюдений по сравнению с известными радионавигационными вариантами.

Для определения расстояния до источников атмосфериков (грозовых очагов) по наблюдениям в одном пункте можно использовать только дисперсионные соотношения, т. е. в данном случае зависимость фазовой скорости радиоволн $v(f)$ от частоты f . Так как атмосферерики обладают непрерывным спектром с максимумом в области низких частот, они содержат обширную информацию о проходимом пути. Однако при полном анализе данных приходится делать некоторые допущения, усложнять методику наблюдений и прибегать к очень трудоемкой обработке фото-записей. Таким способом была сделана оценка вероятной ошибки при определении расстояния (± 230 км) [11], [23]. Избыточность принимаемой информации и желание переработать ее целиком создавали непреодолимые пока затруднения в отношении практического использования фазового метода. Повышенный интерес к полному гармоническому анализу приводил даже к ошибочному заключению о невозможности получения фазовых скоростей радиоволн методом настроенных узкополосных приемников [12].

Минимальная информация, необходимая для определения расстояния до грозового очага, ограничивается данными о разности фаз двух гармоник принимаемого атмосферика. Практически удобнее всего выбирать соотношние частот 1:2. При прохождении некоторого расстояния l разность фаз изменяется на полный цикл. Если расстояние l достаточно велико (порядка 3000—5000 км), то можно попытаться оценить R по отсчетам одного фазометра, исключая неопределенность значения целого числа циклов каким-либо другим способом. Предварительные оценки величины l были сделаны по таблице теоретических значений фазовых скоростей $v(f)$, вычисленных Я. Л. Альпертом [13]. Эти данные использовались в ряде работ, однако до сих пор не было замечено, что полученная из расчета зависимость $v(f)$ при $f \geq 3$ кгц может быть представлена очень простой формулой

$$v(f) = cf(f^2 - 0,81)^{-\frac{1}{2}},$$

где c — скорость света, принимаемая равной $3 \cdot 10^5$ км/сек., f — частота в килогерцах (табл. 1).

Т а б л и ц а 1

$v(f)$ км/сек.	f кгц						
	3	5	7	10	15	20	30
Таблица [13] . .	314 320	305 213	302 559	301 223	300 535	300 318	300 132
По формуле . .	314 485	304 982	302 510	301 222	300 541	300 304	300 135
Разность	-165	+231	+49	+1	-6	+14	-3

Для пары 7/14 кгц по этим данным $l \cong 3000$ км. Однако экспериментальные данные, полученные в результате проведения первой серии измерений летом 1965 г. (когда разность фаз определялась сравнительно грубо по фигурам Лиссажу), привела к выводу, что l имеет величину порядка 1000 км в диапазоне частот 1—10/2—20 кгц. При таких малых l неоднозначность оценки расстояния R не может быть устранена каким-либо другим способом. Поэтому для определения R было решено использовать два фазометра с несколько сдвинутыми рабочими частотами f , $2f$ и $f + \delta$, $2(f + \delta)$. Мерой расстояния является тогда разность отсчетов по двум фазометрам $\Delta\phi_1 - \Delta\phi_2$; при подходящем выборе частот одинаковые значения этой разности могут повторяться только при прохождении пути порядка 10 000—20 000 км [14].

Такой метод оценки расстояния до грозовых очагов требует значительного повышения точности измерения фаз. Поэтому в подготовленном комплекте аппаратуры разность фаз определяется не по фигурам Лиссажу, а с помощью круговой развертки. Проверка фазометров производилась по контрольному генератору, импульс от которого подавался как непосредственно на вход аппаратуры, так и через фильтры с известными характеристиками [15]. Благодаря достаточно высокой точности измерения $\Delta\phi$ удалось обнаружить изменение фазовой скорости $v(f)$ в зависимости от расстояния R [16], на что указывали ранее результаты теоретических расчетов [13].

Блок-схема комплекта аппаратуры для проведения наблюдений за далекими грозовыми очагами представлена в [14]. Систематические наблюдения в дневное время с помощью этой аппаратуры были начаты в конце 1965 г. Общие характеристики удаленности источников атмосфериков рассмотрены впервые в [17]. Сопоставление результатов фазовых измерений с данными наблюдений сетей пунктов пеленгования гроз показало, что в большинстве случаев расхождение по расстоянию не превышает ± 400 км. Такое сопоставление может быть сделано только для расстояний меньше 4000—5000 км. Выборочные сравнения далеких источников атмосфериков с метеорологическими данными (по синоптическим картам) приводят к выводу, что, как и следовало ожидать, ошибки практически не зависят от расстояния.

Результаты однопунктных наблюдений могут быть использованы прежде всего для характеристики относительного распределения грозовой активности в различных районах. Например, в [18] представлены месячные карты для северной половины Атлантического океана, построенные по данным наблюдений с декабря 1965 г. по ноябрь 1966 г.

Своеобразной особенностью района Аравийского п-ова является резкое повышение активности в береговой полосе на фоне низкого сред-

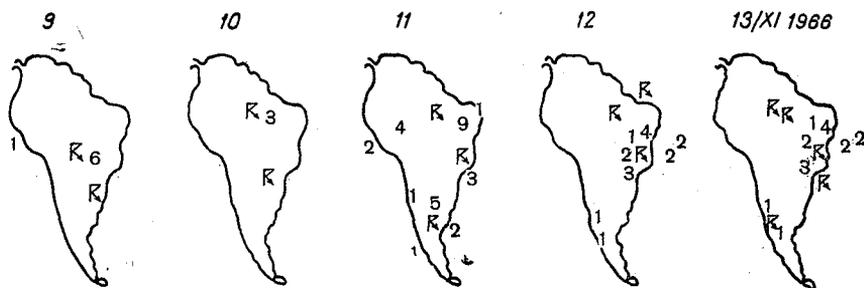


Рис. 1. Расположение источников атмосфериков и отметок гроз по синоптическим картам на территории Южной Америки в отдельные дни.

него уровня [19]. В пустынях северной части Африки не только грозы, но и облака наблюдаются редко. Поэтому вызывали сомнения случаи, когда в этом районе отмечались источники атмосфериков. Однако сопоставление со спутниковыми данными показало, что в соответствующие дни в указанных местах или около них имелись облака [20]. Наконец, на рис. 1 даются примеры обнаружения очень далеких очагов гроз, расположенных на расстояниях более 10 000 км от наблюдательного пункта. Такой дальний прием возможен не всегда. Еще реже отмечаются источники атмосфериков в Северной Америке, вероятно, из-за повышенного поглощения в зоне полярных сияний.

Заметим в заключение, что однопунктная установка для локализации далеких грозных очагов с помощью фазового метода была разработана также Хейдтом и Волландом [21, 22]. Однако исходная величина, которую Хейдт попытался использовать для оценки расстояния, соответствует в пределе не первой производной от фазового угла ($d\varphi/df$), как указано в [22], а второй производной ($d^2\varphi/df^2$), где φ — фаза, f — частота. Автоматическая регистрация данных, предусмотренная в последней установке, может привести к снижению точности измерений вследствие искажений, связанных с преобразованием исходного сигнала.

ЛИТЕРАТУРА

1. Иньков Б. К. Исследование методов регистрации атмосфериков, применяемых для оценки грозной деятельности. Труды ГГО, вып. 136, 1962.
2. Махоткин Л. Г., Асташенко А. И. Физические основы методов пеленгования грозных очагов и их техническая реализация. Труды ГГО, вып. 177, 1965.
3. Кашпровский В. Е. Определение местоположения гроз радиотехническими методами. Изд-во «Наука», М., 1966.
4. Сидоренкова Г. А., Махоткин Л. Г. Вероятность выбора отмеченных атмосфериков. См. наст. сб.
5. Махоткин Л. Г., Лыдзар П. С. Ориентировочная оценка удаленности гроз по амплитудам атмосфериков. Труды ГГО, вып. 146, 1963.
6. Лыдзар П. С. Установка для определения местоположения близких грозных очагов с одного пункта. Труды ГГО, вып. 188, 1966.
7. Heydt G., Volland H. A new method for locating thunderstorms and counting their lightning discharges from a single observing station. J. Atm. Terr. Phys., 26, No. 7, 1964.
8. Иньков Б. К., Махоткин Л. Г. Границы применимости амплитудного метода оценки расстояния до грозных очагов. Труды ГГО, вып. 225, 1968.
9. Pierce E. T. Atmospherics — their characteristics at source and propagation. Introductory Review Paper. XVth General Assembly of URSI, Commission, 4a, München, 1966.
10. Белобров А. П. Фазовые радионавигационные системы в гидрографии и океанологии. Гидрометеониздат, Л., 1961.
11. Sao K. A note on the phase-frequency spectra analyzed from waveforms of atmospheric. J. Atm. Terr. Phys., 24, No. 11, 1962.
12. Михайлова Г. А. О спектрах атмосфериков и фазовой скорости электромагнитных волн на сверхнизких частотах. Геомагнетизм и аэрономия, 2, № 2, 1962.
13. Альперт Я. Л. О распространении электромагнитных волн низкой частоты над земной поверхностью. Изд. АН СССР, М., 1955.
14. Иньков Б. К. О возможности определения местоположения далеких грозных очагов из одного пункта. Метеорология и гидрология, № 4, 1967.
15. Иньков Б. К. О влиянии амплитудно-частотного спектра на показания фазометров, применяемых для определения удаленности источников атмосфериков. Труды ГГО, вып. 225, 1968.
16. Иньков Б. К. Зависимость фазовой скорости электромагнитных волн от расстояния (для частоты 7 кГц). См. наст. сб.
17. Иньков Б. К., Махоткин Л. Г., Сидоренкова Г. А. О распределении источников регистрируемых атмосфериков по удаленности (для расстояний больше 1000 км). Труды ГГО, вып. 225, 1968.

18. И н ь к о в Б. К. Грозовая активность в северной половине Атлантического океана по наблюдениям в 1966 г. Труды ГГО, вып. 225, 1968.
19. И н ь к о в Б. К., М а х о т к и н Л. Г. О связи источников атмосфериков с географическими факторами (на примере Аравийского полуострова). Труды ГГО, вып. 225, 1968.
20. И н ь к о в Б. К. Результаты выборочного сопоставления материалов наблюдений за дальними грозowymi очагами со спутниковыми данными. См. наст. сб.
21. H e y d t G., V o l l a n d H. Long-range detection of thunderstorms. Controller, 4, No. 2, 1965.
22. H e y d t G. Messung spektraler Gruppenlaufzeitdifferenzen von Impulsen. Inter. Elektr. Rundsch., 19, 1965.
23. W a d e h r a N. S., T a n t r y B. A. P. Phase spectra of distant atmospherics. J. Atm. Terr. Phys., 29, No. 11, 1967.

Л. Г. МАХОТКИН, Б. К. ИНЬКОВ

О ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПАРАМЕТРОВ УЛЬТРАНИЗКОЧАСТОТНЫХ АТМОСФЕРИКОВ ДЛЯ ОЦЕНКИ УДАЛЕННОСТИ ИХ ИСТОЧНИКОВ

Более 30 лет назад было замечено, что некоторые атмосферерики сопровождаются ультранизкочастотными колебаниями, которые называются коротко «хвостами». По-видимому, хвосты атмосферерики чаще регистрируются не очень широкополосными установками. Например, в ИЗМИРАН использовалась аппаратура с полосой 3 гц — 8 кгц [1], американская установка имела полосу 3 гц — 3,5 кгц на уровне 6 дб [2]. При наблюдении формы атмосферерики с помощью устройства, имеющего плоскую характеристику (с точностью ± 2 дб) в диапазоне 50 гц ÷ 100 кгц [3], хвосты практически не отмечались. Специальные работы по изучению хвостов атмосферерики проводились главным образом в течение последних 10—15 лет с целью исследования распространения ультранизкочастотных электромагнитных колебаний [1] и выяснения вопросов, связанных с применением естественного излучения для геологической разведки [4]. Кроме того, в поисках метода определения расстояний до источников атмосферерики по наблюдениям в одном пункте, разработке которого уже давно придавалось очень большое значение, была сделана также попытка использовать данные о «хвостах» атмосферерики для оценки удаленности источников (по времени задержки хвоста относительно головной части и по длительности четверти квазипериода). Однако выведенные Хелбурном простые соотношения, связывающие эти параметры с расстоянием до источника, не подтвердились данными проведенных позднее измерений [5].

Недавно, после приблизительно десятилетнего перерыва, появились две почти идентичные статьи одного автора [1], [6], в которых снова предлагается использовать параметры хвостов атмосферерики (длительность первой четверти квазипериодов) для определения расстояния до источника по наблюдениям в одном пункте и дается пример успешной локализации двух тропических ураганов, наблюдавшихся 5 августа 1966 г. на расстояниях порядка 5000 км. В случае подтверждения этих выводов на основании более полных данных было бы определено существование вспомогательного однопунктного метода оценки расстояний до источников атмосферерики.

Несмотря на то что теперь вопрос ставится только о вспомогательном методе, который может оставаться в резерве, достаточно обоснованный ответ на него представляет несомненный интерес. Поэтому была проведена дополнительная обработка хвостов атмосферерики, зарегистрированных Г. А. Михайловой в 1959, 1960 гг. с помощью установки, опи-

санной в [1]. Расстояния до источников были определены Г. А. Михайловой по данным синхронных наблюдений Европейского куста пеленгаторов, состоящего из четырех пунктов (Ленинград, Минск, Киев, Москва) [7]. В результате просмотра имевшихся фотозаписей формы хвостов удалось отобрать 66 запеленгованных атмосфериков, у которых можно было измерить необходимый параметр τ^* (длительность первой четверти начального квазипериода). Заметим, что хвосты правильной формы, которые можно было достаточно уверенно отличить от помех, встречались сравнительно редко. Особенно неопределенный характер имеют летние записи, когда, за очень редким исключением, нельзя определить величину τ^* .

Результаты суммарной обработки данных представлены на рис. 1 в виде графика вероятности значений τ^* , не меньших указанного значения t , для трех групп расстояний: до 2000 км, до 6000 км и больше 6000 км. Согласно этому графику, величина τ^* действительно зависит от расстояния, но разброс отдельных значений так велик, что трудно говорить о возможности надежной оценки удаленности источников.

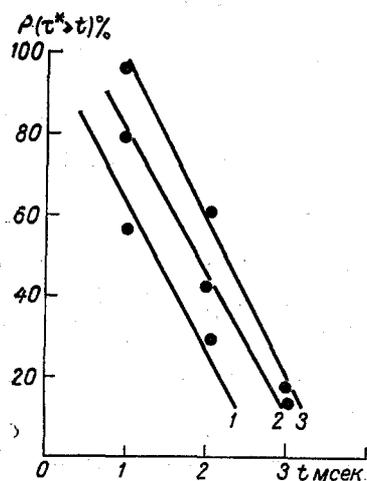


Рис. 1. Вероятность определенных значений $\tau^* \geq t$ для различных групп расстояний R .

1) $R < 2000$ км, 2) $R < 6000$ км, 3) $R > 6000$ км.

Вероятные колебания значений τ^* в пределах одной группы расстояний R вполне сравнимы с изменениями средних значений τ^* при переходе от одной группы к другой (для $R > 6000$ км $\tau^* = 2,2$ мсек., для $R \leq 6000$ км $\tau^* = 1,8$ мсек. и только для $R \leq 2000$ км $\tau^* = 1,2$ мсек. при общем среднем значении $\tau^* = 2,0$ мсек.).

Среди различных факторов, вызывающих колебания величины τ^* , заметную роль играют изменения условий распространения электромагнитных колебаний в течение суток. Это обнаруживается даже по средним значениям τ^* : в дневное время (сеансы 9, 12, 15 час.), когда было зарегистрировано большинство выбранных хвостов атмосфериков (72% от обще-

го числа), $\tau^* = 2,2$ мсек., тогда как для всех остальных сеансов (условно называемых ночными), $\tau^* = 1,5$ мсек. Более подробные данные о распределении различных значений τ^* (в процентах к общему числу для каждой из градаций по расстоянию) даются в табл. 1.

Таблица 1

Расстояние, км	τ^* мсек.				Среднее τ^* мсек.
	0-0,9	1-1,9	2-2,9	3-3,9	
День					
≥ 6000	4	15	55	26	2,6
3000-6000	8	25	42	25	2,2
0-3000	50	25	25		1,1
Ночь					
≥ 6000		83	17		1,4
< 6000	14	72	14		1,5

Днем зависимость τ^* от расстояния получается несколько более определенной, чем в среднем за сутки, а ночью, наоборот, почти исчезает. Сделанные здесь оценки имеют ориентировочный характер, так как местоположение далеких источников может быть указано по наблюдениям куста пеленгаторов с большими неконтролируемыми ошибками, размазывающими условно принятые границы интервалов расстояний. Но даже в случае подтверждения более оптимальной оценки рассматриваемой зависимости использование ее в качестве основы для разработки вспомогательного метода ограничено рядом факторов, связанных с влиянием технических помех, выбором параметра ультранизкочастотного сигнала, определяемого без регистрации хвоста атмосферика, и отысканием способа уменьшения колебаний, вызванных изменением условий распространения.

В заключение авторы приносят искреннюю благодарность Г. А. Михайловой, предоставившей результаты своих измерений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белянский В. Б., Михайлова Г. А. Об исследовании свойств атмосфериков на сверхнизких частотах (ниже 1 кгц). Геомagnetизм и аэрономия, 1, № 3, 1961.
2. Hughes H. G. The directional dependency of „slow tail“ e. l. f. atmospheric waveforms. J. Atm. Terr. Phys., No. 12, 1967.
3. Иньков Б. К. Результаты регистрации форм близких атмосфериков. Труды ГГО, вып. 177, 1965.
4. Клейменова Н. Г. Некоторые замечания о природе естественных электромагнитных вариаций в диапазоне 100—1000 гц. Изв. АН СССР, сер. физика Земли, № 2, 1965.
5. Бородина С. В. и др. Обзор современного состояния исследований распространения сверхдлинных волн. Изв. высш. учеб. завед., радиофизика, 3, № 1, 1960.
6. Hughes H. G. Reception of extremely low-frequency „atmospherics“ from tropical storms. J. Appl. Meteorol., 6, 1967.
7. Леушин Н. И. О количестве молний в летнее время на Европейской территории СССР. Метеорология и гидрология, № 9, 1964.

К ОБЩЕЙ ТЕОРИИ ЭЛЕКТРОСТАТИЧЕСКОГО ФЛЮКСМЕТРА

Электростатические флюксометры (называемые также полемерами или сокращенно ПНП) предназначены для измерения напряженности электростатического поля с учетом его направления (знака). В подавляющем большинстве случаев последнее условие, касающееся определения знака поля, не может быть исключено. Мерой напряженности поля служит величина сигнала, снимаемого с выхода прибора. Для определения знака поля предлагались различные способы, основанные на использовании: 1) вспомогательного сигнала, 2) смещения нуля, 3) несимметричного рабочего сигнала специальной формы [1]. В последнем случае напряженность поля характеризуется не средней величиной, а пиковым значением снимаемого сигнала, в связи с чем желательно подробнее рассмотреть зависимость формы сигнала от режима работы прибора. Аналогичная задача уже встречалась при исследовании работы другого прибора (сокращенно называемого ПЗК), который предназначен для измерения электрического заряда отдельных капель или аэрозольных частиц [2].

В приборе ПЗК регистрируются траектории частиц, свободно падающих в промежутке между электродами, на которые подано переменное электрическое напряжение. С помощью этого метода, предложенного впервые Н. А. Фуксом и И. В. Петряновым [3], в СССР и за рубежом был проведен ряд измерений зарядов капелек как в естественных туманах, так и в лабораторных условиях (при исследовании механизмов электризации). Величина электрического заряда частиц определяется по амплитуде зубцов или по их крутизне, соответствующей максимальной величине горизонтальной составляющей скорости частицы. Для определения знака заряда частицы в приборах ПЗК могут быть использованы по существу те же способы, которые применимы в приборах ПНП для определения знака поля. Действительно, определение знака заряда обеспечено в тех случаях, когда применяется один из следующих вариантов, основанных на использовании: 1) синфазной модуляции яркости луча с помощью опорного напряжения (в частности, за счет вращения специального обтюратора), 2) смещения нуля (при дополнительной подаче на электроды небольшого постоянного напряжения, 3) переменного напряжения специальной формы (в результате чего траектория частицы становится несимметричной). Однако если в электростатических флюксометрах (ПНП) применяется преимущественно первый способ, третий вариант был рассмотрен только в самой последней работе [1]), в приборах ПЗК используется в большинстве случаев именно третий вариант.

Форма кривой изменения потенциала $V(t)$ измерительной пластины ПНП определяется с помощью уравнения

$$V'(t) + \frac{1}{RC} V(t) - \frac{ES'(t)}{4\pi C} = 0, \quad (1)$$

где R — входное сопротивление; C — емкость, которая периодически изменяется, но при выводе основных закономерностей обычно можно пренебречь изменением C , что практически не вносит очень больших погрешностей [4], зато значительно упрощает расчеты и выводы; E — напряженность внешнего (измеряемого) поля, $S(t)$ — площадь экспонированной части измерительной пластины. Так как $S'(t)$ является периодической функцией времени t , то разложим ее в ряд Фурье и, подставляя n -ную гармонику в хорошо известную формулу для решения уравнения (1), напишем выражение для n -ной гармоники $V(t)$

$$V_n(t) = \frac{E}{4\pi C} a_n \left[\frac{RC \sin \omega nt - (RC)^2 \omega n \cos \omega nt}{1 + (\omega n RC)^2} \right] + \frac{E}{4\pi C} b_n \left[\frac{RC \cos \omega nt + (RC)^2 \omega n \sin \omega nt}{1 + (\omega n RC)^2} \right], \quad (2)$$

где a_n, b_n — коэффициенты исходного ряда, с помощью которого представляется $S'(t)$; ω — угловая частота.

Рассмотрим сначала предельные случаи, когда величина $RC\omega$ очень велика или очень мала по сравнению с единицей:

1) если $RC\omega \gg 1$,

$$V_n(t) \approx \frac{E}{4\pi C} \left[-\frac{a_n}{\omega n} \cos \omega nt + \frac{b_n}{\omega n} \sin \omega nt \right] = k \int S'_n(t) dt = k S_n(t); \quad (3)$$

2) если $RC\omega \ll 1$,

$$V_n(t) \approx \frac{ER}{4\pi} [a_n \sin \omega nt + b_n \cos \omega nt] = k^* S'_n(t), \quad (4)$$

где k и k^* — некоторые коэффициенты.

Следовательно, в указанных предельных случаях получаются очень простые выражения не только для гармоник, но и для самой искомой функции: $V(t) \sim S(t)$ при $RC\omega \gg 1$ и $V(t) \sim S'(t)$ при $RC\omega \ll 1$.

Для расчета формы траектории капельки в приборе ПЗК необходимо решить уравнение, с помощью которого находится горизонтальная составляющая скорости капельки $W(t)$

$$W'(t) + \frac{\sigma}{m} W(t) - \frac{q}{m} E(t) = 0, \quad (5)$$

где $\sigma = 6\pi\eta r$ — коэффициент сопротивления, r — радиус капельки, m — масса капельки, η — коэффициент вязкости, $E(t)$ — напряженность поля между пластинами.

Формально уравнение (5) совершенно аналогично уравнению (1), а численные значения коэффициентов связаны следующими соотношениями: $m \rightarrow 4\pi C$, $\sigma \rightarrow \frac{4\pi}{R}$, $E(t) \rightarrow S'(t)$.

Используя эту аналогию и учитывая, что с помощью прибора ПЗК непосредственно регистрируется не скорость $W(t)$, а путь $L(t) = \int W(t) dt$ (определяющий форму траектории капельки), можно сразу написать:

1) при $\frac{\omega m}{\sigma} \ll 1$

$$L(t) = p \int E(t) dt = Q^*; \quad (6)$$

2) при $\frac{\omega m}{\sigma} \gg 1$

$$L(t) = p^* \int \int E(t) d^2t = q^*, \quad (7)$$

где p, p^* — некоторые коэффициенты.

Существование простого предельного выражения для $L(t)$ при $(\omega m/\sigma) \gg 1$ не было замечено ранее, поэтому в [2] при правильной характеристике искажения траекторий за счет инерции капель в последнем случае дается не предельная, а квазипредельная форма кривой, полученной в результате суммирования только первых членов ряда Фурье.

На основании указанной здесь аналогии из каждой кривой $V(t)$, вычисленной для ПНП, может быть получена путем интегрирования соответствующая кривая $Q^*(t)$ для ПЗК и, наоборот, дифференцирование кривой $Q^*(t)$ приводит к некоторой кривой $V(t)$, если изменениями $C(t)$ можно пренебречь. В качестве примера на рис. 1 приведены предельные

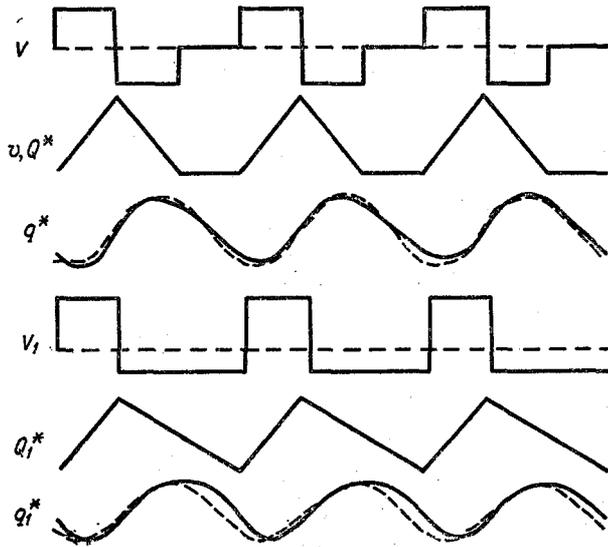


Рис. 1. Кривые напряжения (V, V_1) в приборе ПЗК и предельные траектории капель (Q^*, q^* и Q_1^*, q_1^*).

траектории капель Q^*, q^* при двух формах переменного напряжения $E(t)$, применяемого в действующих ПЗК. Верхняя кривая напоминает одну из функций Хаара [5] и отличается от нее только длиной отдельных ступенек. Пунктирная линия (V, V_1) соответствует «0» напряжения. Для первой группы кривых одновременно указаны предельные формы сигнала V, v . Кривые q^* и q_1^* не имеют резко выраженной асимметрии и по форме приближаются к синусоидам, вычерченным пунктиром.

Выбирая подходящий режим работы для ПНП нового типа, автор статьи [1] пришел к выводу, что при использовании предложенного им третьего варианта требуется соблюдать условие $RC\omega \gg 1$. В действитель-

ности это условие является слишком жестким, так как при выполнении обратного соотношения $RC\omega \ll 1$ можно получить сигнал требуемой формы с помощью интегрирующей ячейки, добавленной к схеме достаточно широкополосного усилителя. Однако необходимо учитывать, что уменьшение величины параметра $RC\omega$ приводит к уменьшению амплитуды напряжения на измерительных пластинах ПНП.

Для оценки границ интервала, внутри которого форма сигнала существенно отличается от предельных кривых, т. е. практически нарушаются условия $RC\omega \gg 1$ или $RC\omega \ll 1$, требуется провести расчет для промежуточных значений параметра $RC\omega$, выбрав при этом в качестве примера определенную форму кривой $S(t)$.

Пусть $T = 2\pi/\omega$,

$$S(t) = -\frac{3S_0}{T}t + S_0, \quad 0 \leq t \leq \frac{T}{3};$$

$$S(t) = \frac{3S_0}{T}t - S_0, \quad \frac{T}{3} \leq t \leq \frac{2T}{3};$$

$$S(t) = S_0, \quad \frac{2T}{3} \leq t \leq T;$$

тогда

$$V(t) = -\frac{3S_0RCE}{4\pi CT} + Ae^{-\frac{t}{RC}}, \quad 0 \leq t \leq \frac{T}{3};$$

$$V(t) = \frac{3S_0RCE}{4\pi CT} + Be^{-\frac{t}{RC}}, \quad \frac{T}{3} \leq t \leq \frac{2T}{3};$$

$$V(t) = De^{-\frac{t}{RC}}, \quad \frac{2T}{3} \leq t \leq T.$$

Здесь коэффициенты A , B и D имеют следующие значения (причем $\beta = (T/RC)$, $b = \frac{3ES_0}{4\pi C} \frac{RC}{T}$):

$$A = b \left(\frac{1 - 2e^{-\frac{2\beta}{3}} + e^{-\frac{\beta}{3}}}{1 - e^{-\beta}} \right),$$

$$B = b \left(\frac{1 - 2e^{\frac{\beta}{3}} + e^{-\frac{\beta}{3}}}{1 - e^{-\beta}} \right),$$

$$D = b \left(\frac{1 - 2e^{\frac{\beta}{3}} + e^{\frac{2\beta}{3}}}{1 - e^{-\beta}} \right).$$

По этим формулам были вычислены кривые $V(t)$, изображенные на рис. 2. Для малых значений параметра ωRC на этом рисунке представлены также интегральные кривые $\int V(t)dt$ (кривые с отметкой «и»). Измеряемая величина (напряженность поля E) характеризуется в данном случае значением разности $\Delta V = (I_+ - I_-)$, где I_+ , I_- — амплитуды положительной и отрицательной полуволны переменной составляющей сигнала $V(t)$ [1]. Определяя с помощью графиков $V(t)$, представленных на рис. 2, значения ΔV , соответствующие различной величине параметра $\omega RC = 2\pi RC/T$ при фиксированном значении E , можно провести по найденным точкам кривую $\Delta V = f\left(\frac{RC}{T}\right)$, характеризующую зависимость показаний прибора от выбора параметра ωRC (кривая 1 на рис. 3).

При малых значениях параметра ωRC сами значения I_+ , I_- резко убывают, поэтому кривая 2 построена без учета абсолютной величины ΔV

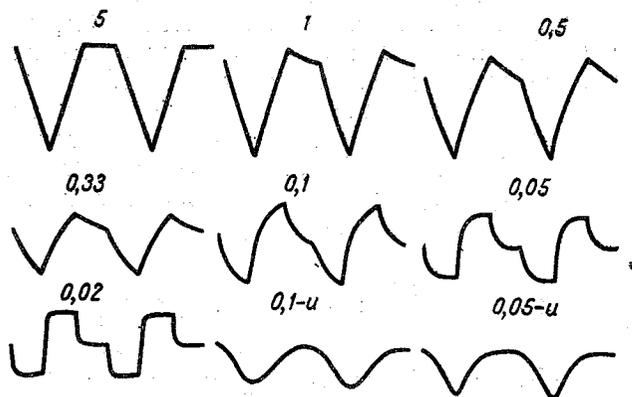


Рис. 2. Изменение формы сигнала в приборе ПНП, работающем по методу Лейн-Смита [1], в зависимости от величины параметра $(RC/T) = RC \omega/2\pi$, указанной около соответствующих кривых.

и характеризует только зависимость показаний прибора от искажения формы сигнала $V(t)$. Считая график (рис. 3) достаточно типичным,

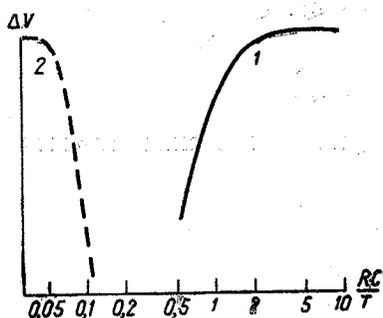


Рис. 3. Изменение показаний прибора ПНП в зависимости от величины параметра (RC/T) .

можно принять, что уже при $\frac{RC}{T} > 2$ режим работы прибора практически соответствует предельному режиму для $\omega RC \gg 1$, а при $\frac{RC}{T} < 0,05$ — второму предельному случаю ($\omega RC \ll 1$).

В заключение сделаем одно общее замечание. Теперь кажется странным, что аналогичные черты теории таких различных приборов, как ПНП и ПЗК, не были замечены раньше. Между прочим, приведенные результаты могут служить одним из примеров, подтверждающих достаточно правдоподобное предположение о том, что наиболее характерной чертой общей те-

ории прибора является выход за рамки первоначально поставленной задачи и возможность применения части выводов при решении других вопросов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Lane-Smith D. R. A new design of sign-discriminating field mill. J. Atm. Terr. Phys., 29, No. 6, June 1967.
2. Соловьев В. А. Об одном методе измерений зарядов и размеров капель туманов. Труды ГГО, вып. 58(120), 1956.
3. Фукс Н. А., Петрянов И. В. Определение размера и заряда частиц в туманах. Ж. физич. химии, 4, вып. 5, 1933.
4. Таммет Х. Ф., Сеппер Э. В. К теории электростатического флюксметра. Труды ГГО, вып. 97, 1960.
5. Зиновьев А. Л., Филиппов Л. И. Методы аналитического выражения радиосигналов. Изд-во «Высшая школа», М., 1966.

ВЕРОЯТНОСТЬ ВЫБОРА ОТМЕЧЕННЫХ АТМОСФЕРИКОВ

При пеленговании атмосфериков сетью радиогониометрических пунктов отсчеты производятся по командным сигналам, передаваемым обычно по радиотелеграфным каналам [1]. Принято считать, что выбор атмосферика, отмеченного командным сигналом, сделан правильно, если оператор не может заметить разницы во времени между моментом начала сигнала и появлением вспышки на экране пеленгатора. При этом неявно предполагается, что отношение амплитуд большинства атмосфериков имеет определенное значение для каждой пары пунктов (в течение данного сеанса), хотя расстояния между ними могут быть порядка тысячи и более километров. В случае справедливости такого допущения при заниженной чувствительности пеленгатора часть атмосфериков будет пропущена, а при повышенной чувствительности будут приняты те же атмосферика, что и на командном пункте, но в промежутках между ними появятся дополнительные вспышки. Как правило, на некомандных пунктах сети выбирается второй режим, когда оператор должен выбрать отмеченные атмосферика из более широкой совокупности сигналов, чем на командном пункте.

Объективная оценка вероятности выбора отмеченных атмосфериков не может быть получена с достаточной определенностью по данным пеленгования разрядов, когда отбраковываются только явно ошибочные отсчеты. Без проведения специальной работы, связанной с установкой добавочной аппаратуры и привлечением дополнительных наблюдателей, что практически трудно осуществить, нельзя одновременно проверить правильность выбора отмеченных атмосфериков на всех (или почти всех) пунктах сети. Значительно легче, не нарушая обычного режима работы, и без всяких затрат осуществляется негативная проверка, когда подается ложная команда и операторы должны отбраковать этот отсчет, указав на отсутствие в каждом данном пункте соответствующего атмосферика. Чтобы операторы не могли отличить контрольный отсчет по внешним признакам (длительность сигнала, порядковый номер в группе), контрольный командный сигнал подавался не ключом, а путем запуска командного реле (от специальной кнопки) и порядковый номер его изменялся каждые сутки. В течение каждого сеанса наблюдений одна команда была контрольной. Такой контроль начали проводить с конца 1964 г., причем оператор командного пункта нажимал кнопку при отсутствии атмосферика.

В табл. 1 приведены данные о вероятности правильного выбора контрольных сигналов, т. е. проценте случаев, когда указывалось отсутствие атмосферика, соответствующего данной команде.

Таблица 1

Месяц	Пункт					Среднее
	А	Б	В	Г	Д	
I	34	49	62	25	10	36
II	43	50	68	26	13	40
III	62	56	66	24	5	43
IV	50	35	73	20	4	36
V	33	43	66	15	5	32
VI	27	36	76	5	2	29
VII	33	41	56	2	1	27
VIII	32	28	56	2	1	24
IX	39	30	64	4	3	28
X	28	31	63	4	3	26
XI	20	35	65	7	2	26
XII	33	37	58	9	5	28
Среднее	36	39	65	12	5	31

Пункты Г и Д расположены на периферии сети, но расстояния от них до командного пункта (порядка 1000—1500 км) не очень сильно отличаются от соответствующих расстояний для трех остальных пунктов (порядка 700—1100 км). Исключительно низкие показатели, полученные для пункта Д, в известной мере объясняются неуверенным приемом командных сигналов из-за неблагоприятных условий распространения коротких волн.

Проведенная дополнительно полная обработка пеленгов по контрольным отсчетам и по правильным командным сигналам (которые выбирались также по одному для каждого сеанса) указывает на резкое различие между ними по количеству запеленгованных атмосфериков (выраженному в процентах к общему числу определений, т. е. числу сеансов). Обработка таких данных была проведена за период с апреля 1965 г.

Таблица 2

Отсчет	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III	Среднее
К	9	6	5	8	3	1	0	1	1	1	0	3	3,2
В	16	25	17	23	22	19	13	8	9	8	12	11	15,2

по март 1966 г. и полученные результаты представлены в табл. 2 (К — контрольные отсчеты, В — выборочные отсчеты). Однако следует учитывать, что среди выборочных отсчетов встречается очень мало пропусков, когда пеленг не указан, а среди контрольных отсчетов такие случаи на большинстве пунктов встречаются регулярно и пренебрегать ими нельзя (см. табл. 1). Поэтому приходится сделать вывод, что фактический брак, возникающий вследствие несогласованности пеленгов, возрастает не так резко в случае подачи команд вручную самим оператором, не связывающим их с моментом появления вспышки от атмосферика. Вероятно, резкое повышение эффективности работы в результате применения командного реле в значительной степени связано с уменьшением числа про-

пущенных отсчетов. Предположения о возможности дальнейшего улучшения работы сетей пунктов пеленгования гроз за счет введения частных усовершенствований при сохранении в основном существующей методики, хотя и были достаточно естественными в плане традиционных представлений, разделявшихся недавно одним из авторов [2], оказываются фактически малообоснованными.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кашпровский В. Е. Определение местоположения гроз радиотехническими методами. Изд-во «Наука», М., 1966.

2. Махоткин Л. Г., Асташенко А. И. Физические основы методов пеленгования грозовых очагов и их техническая реализация. Труды ГГО, вып. 177, 1965.

О ВРЕМЕНИ ИЗМЕРЕНИЯ УДЕЛЬНОЙ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ ВОЗДУХА

В практике атмосферно-электрических измерений приходится иметь дело с очень малыми токами, которые при высокоомных датчиках можно измерять по падению напряжения на известном сопротивлении R (омическая нагрузка) и по напряжению, создаваемому накопленным зарядом на известной емкости C (емкостная нагрузка). При измерениях электропроводности воздуха использование того или иного метода приводит к появлению приборов с некоторыми специфическими особенностями. Остановимся кратко на том и другом способах измерения и рассмотрим зависимость между временем измерения электропроводности и параметрами схемы. Для этого представим прибор по измерению удельной электропроводности воздуха λ в виде эквивалентной электрической схемы (рис. 1).

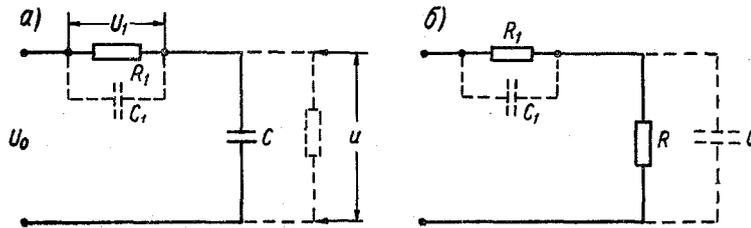


Рис. 1. Эквивалентная схема прибора для измерения удельной электропроводности воздуха в емкостном режиме (а), в омическом режиме (б).

U_0 — постоянное напряжение между центральным и наружным электродами; R_1 — сопротивление воздушного зазора между центральным и наружным электродами; R — шунтирующее сопротивление в схеме (а), эталонное сопротивление в схеме (б); C_1 — электрическая емкость датчика; C — эталонная емкость в схеме (а), шунтирующая емкость в схеме (б); U_1 — падение напряжения на R_1 ; U — падение напряжения на R .

Напряжение, развиваемое на эталонной емкости C , является неявной функцией удельной электропроводности воздуха. Его можно определить, применив законы Кирхгофа к эквивалентной электрической схеме, используя параметры схемы U_0 , R_1 , C_1 , C и время измерения t . Из очевидных соображений

$$I = I_{R_1} + I_{C_1}, \quad (1)$$

$$I = I_C + I_R, \quad (2)$$

$$U_0 = U_1 + U, \quad (3)$$

$$\frac{U_0 - U}{R_1} + C \frac{d(U_0 - U)}{dt} = \frac{U}{R} + C \frac{dU}{dt}, \quad (4)$$

$$\frac{C_1 + C}{R_1 + R} \frac{du}{dt} + U = \frac{U_0}{R_1} \frac{RR_1}{R + R_1}. \quad (5)$$

Решением этого уравнения при начальных условиях $t=0$, $U=0$ и при $t \rightarrow \infty$, $U = \text{const}$ является выражение

$$U = \frac{R}{R + R_1} U_0 \left\{ 1 - \exp \left[- \frac{t}{\frac{(C_1 + C)RR_1}{R_1 + R}} \right] \right\}. \quad (6)$$

Решение уравнения (5) имеет два крайних случая. Если $R_1 \gg R$, то прибор по измерению удельной электропроводности воздуха должен иметь омический режим работы, а при $R_1 \ll R$ метод регистрации сигнала U должен быть емкостным [1].

Внутреннее различие выражения (6) в применении омической и емкостной нагрузок заключается еще и в том, что омический режим использует установившийся участок кривой, описываемой уравнением (6), для которого $t \gg \tau$, в то время как емкостный режим реализуется на начальном участке кривой, для которого $t \ll \tau$. Естественно, что эти рассуждения справедливы, если C и R не изменяют режима работы самого датчика. Постоянные времени релаксации той и другой схемы описываются выражением.

$$\tau = \frac{C_1 + C}{R_1 + R} R_1 R. \quad (7)$$

Раскроем физический смысл уравнений (6) и (7).

Пусть требуется измерить удельную электропроводность воздуха прибором с порогом чувствительности по напряжению U^* . Предположим, что параметры датчика C_1 , R_1 , U_0 остаются постоянными. Требуется сравнить время инерции омической и емкостной схем регистрации сигнала U . Измерительный прибор регистрирует все сигналы $U \geq U^*$.

Для емкостной схемы измерения $R \gg R_1$, а $\tau_c \approx (C_1 + C)R_1$. Тогда уравнение (6) принимает вид

$$U = U_0 \left[1 - \exp \left(- \frac{t_c}{\tau_c} \right) \right]. \quad (8)$$

Из (8) видно, что время, необходимое для регистрации сигналов $U \geq U^*$, выражается как

$$t_c \geq \tau_c \ln \frac{U_0}{U_0 - U^*}. \quad (9)$$

Для детального выяснения времени измерения t_c сигнала с использованием емкостной схемы измерения нужно раскрыть $\ln \frac{U_0}{U_0 - U^*}$, разложив его в ряд

$$\begin{aligned} \ln \frac{U_0}{U_0 - U^*} &= \left(\frac{U_0}{U_0 - U^*} - 1 \right) - \frac{1}{2} \left(\frac{U_0}{U_0 - U^*} - 1 \right)^2 + \\ &+ \frac{1}{3} \left(\frac{U_0}{U_0 - U^*} - 1 \right)^3 - \frac{1}{4} \left(\frac{U_0}{U_0 - U^*} - 1 \right)^4 + \dots \end{aligned} \quad (10)$$

Разложение справедливо при условии $0 < \frac{U_0}{U_0 - U^*} \leq 2$.

Если ограничиться в этом знакопеременном ряде первым членом разложения, то остаток ряда не повлияет на оценку $\ln \frac{U_0}{U_0 - U^*}$, так как

$$\frac{1}{2} \left(\frac{U_0}{U_0 - U^*} - 1 \right)^2 \ll \left(\frac{U_0}{U_0 - U^*} - 1 \right).$$

При этом необходимо наложить дополнительное условие на выбор измерительного прибора. А именно, согласно (10) порог чувствительности U^* его должен быть много меньше $\frac{1}{2} U_0$, т. е. $U^* \ll \frac{1}{2} U_0$, что на практике всегда хорошо выполняется.

Таким образом, в крайнем случае время измерения сигнала U емкостной схемой пропорционально величине порога чувствительности измерительного прибора и обратно пропорционально величине приложенного напряжения

$$t_C = (C_1 + C) R_1 \frac{U^*}{U_0 - U^*}. \quad (11)$$

Для омической схемы измерения сигнала $R_1 \gg R$, а $\tau_R \approx (C_1 + C) R$. Сигналы, которые регистрирует прибор с порогом чувствительности U^* при $t \rightarrow \infty$, имеют вид

$$U = \frac{R}{R_1} U_0 \quad \text{или} \quad U^* \leq \frac{R}{R_1} U_0. \quad (12)$$

При переходе к конечному времени измерения удельной электропроводности воздуха в виде ее неявной функции U , произведя вышеуказанные операции, будем иметь

$$t_R = (C_1 + C) R \frac{U^* \frac{R_1}{R}}{U_0 - U^* \frac{R_1}{R}}. \quad (13)$$

Если параметры датчика остаются постоянными, а схема измерения в одном случае емкостная, а в другом омическая, то в первом случае измерения величины удельной электропроводности потребуют меньшее время, чем во втором случае. Обозначим отношение времени измерения омическим способом ко времени измерения емкостным способом через коэффициент K . Тогда

$$K = \frac{U_0 - U^*}{U_0 - U^* \frac{R_1}{R}}, \quad (14)$$

причем K всегда больше 1, так как $R_1 \gg R$ для омического режима

$$\frac{U^* R_1}{R} > U^*,$$

а значит,

$$\frac{U_0 - U^*}{U_0 - U^* \frac{R_1}{R}} > 1.$$

В приборах по измерению удельной электропроводности воздуха в большинстве случаев применяется омическая схема измерения. Объяснение этому дает уравнение (6), из которого видно, что сопротивление R в омической схеме измерения меньше сопротивления R в емкостной схеме измерения. В обоих случаях в R входит и сопротивление изоляции центрального электрода. Поэтому требование к качеству изоляции цент-

рального электрода в приборах по измерению удельной электропроводности воздуха снижается на 1—2 порядка в случае применения омической схемы измерения. Только по этим соображениям отказываются иногда от преимуществ емкостной схемы, позволяющей измерять относительно быстропротекающие процессы.

Датчик измерителя удельной электропроводности воздуха, не зависящий от качества изоляции центрального электрода при любых метеорологических условиях, позволяет использовать основное преимущество емкостной схемы измерения — малую инерционность ее. Этот датчик еще более выиграет во времени измерения удельной электропроводности, если его электрическая емкость будет меньше электрической емкости существующих измерителей. Именно эти обстоятельства (независимость сопротивления изоляции центрального электрода от метеорологических условий, уменьшение времени инерции электрической схемы измерения, уменьшение электрической емкости тела рассеивания датчика измерителя удельной электропроводности) заставили сконструировать такой датчик, в котором измерение величины удельной электропроводности воздуха основано на взвешивании тел рассеивания в потоке исследуемого газа [2], [3].

ВЫВОДЫ

1. Время инерции схемы измерения на эталонной емкости меньше времени инерции схемы измерения на эталонном сопротивлении при изучении удельной электропроводности воздуха.

2. Использование датчиков с минимальным значением емкости тела рассеивания и независимости их сопротивления изоляции от метеорологических условий в сочетании с емкостной схемой измерения позволяет использовать их при отображении быстропротекающих процессов в нестационарных метеорологических условиях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Имянитов И. М. Приборы и методы для изучения электричества атмосферы, Гостехиздат, М., 1957.
2. Имянитов И. М., Попов С. Г. О возможности применения свободно висящего в струе воздуха шара как датчика, измеряющего электропроводность воздуха. Труды ГГО, вып. 204, 1967.
3. Попов С. Г. К вопросу о создании измерителя электропроводности воздуха. Труды ГГО, вып. 240, 1968.

В. А. СОЛОВЬЕВ

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ГРОВОЙ АКТИВНОСТИ ПО ДАННЫМ ПЕЛЕНГОВАНИЯ АТМОСФЕРИКОВ

До настоящего времени характеризовать грозовую деятельность было возможно только по числу дней с грозой как по отдельным районам, так и в мировом масштабе [1], [2]. О распределении гроз во времени и пространстве имеются лишь самые общие сведения. Известно, что грозы на планете распределяются неравномерно. Большинство их наблюдается в экваториальной зоне, не исключены они и в высоких широтах. Так, в северном полушарии в некоторые годы грозы отмечались на Новой Земле и даже на Шпицбергене (80° с. ш.). В южном полушарии грозы наблюдаются вплоть до южных оконечностей Африки и Америки. Над сушей гроз значительно больше, чем над океанами.

Распределение гроз в течение года также различно в различных районах земного шара. На суше, как правило, больше гроз летом, чем зимой. Однако имеются районы, где грозы наблюдаются в течение всего года. На возникновение их большое влияние оказывают местные условия. В некоторых местах планеты число гроз особенно велико. На о. Ява число грозовых дней в году составляет 322. В районе г. Богор в течение года наблюдается до 1400 гроз. Эти значения получены из наблюдений на метеорологических станциях с визуальным обзором. Если же рассматривать грозовую деятельность для района, например, 500×500 км (площадь порядка пятиградусной сетки), то число дней с грозой и число гроз будет еще больше. По нашим исследованиям, данные по числу дней с грозой, полученные по наблюдениям на метеорологических станциях, необходимо увеличить в 2,7 раза при определении числа дней с грозой для площади порядка $200\,000$ км². Оказывается много районов с ежедневными грозами. В среднем ежедневно на планете происходит 48 000 гроз, т. е. явление гроз в глобальном масштабе — довольно частое событие. Грозы определяют характер погоды, поэтому исследование их во времени и пространстве представляет научный и практический интерес.

Характеризовать грозовую деятельность во времени и пространстве в одинаковой мере как на суше, так и на море стало возможно тогда, когда появились материалы инструментальных наблюдений за грозами.

Располагая материалами пеленгования атмосфериков, позволяющими делать количественную оценку грозовой деятельности во времени и пространстве [3—6], нами была исследована грозовая активность за период 1961—1965 гг. на площади, ограниченной по широте от 35 до 65° с. ш. и по долготе от 30° з. д. до 80° в. д. Грозовая активность харак-

теризуется числом грозовых очагов, приходящихся на единицу площади за какой-либо период. Территориальной единицей служит географическая клетка размерами $5 \times 5^\circ$, а единицей площади $100\,000\text{ км}^2$.

Поскольку пеленгование гроз производится не непрерывно, то пришлось ввести коэффициент на дискретность, который для 8 сроков пеленгования равен 1,4, а для 24 сроков — 1,1. Количество запеленгованных очагов зависит от охвата площади пеленгованием. Обработка данных показала, что очаги гроз с несколькими запеленгованными разрядами подтверждаются метеорологическими наблюдениями на площади

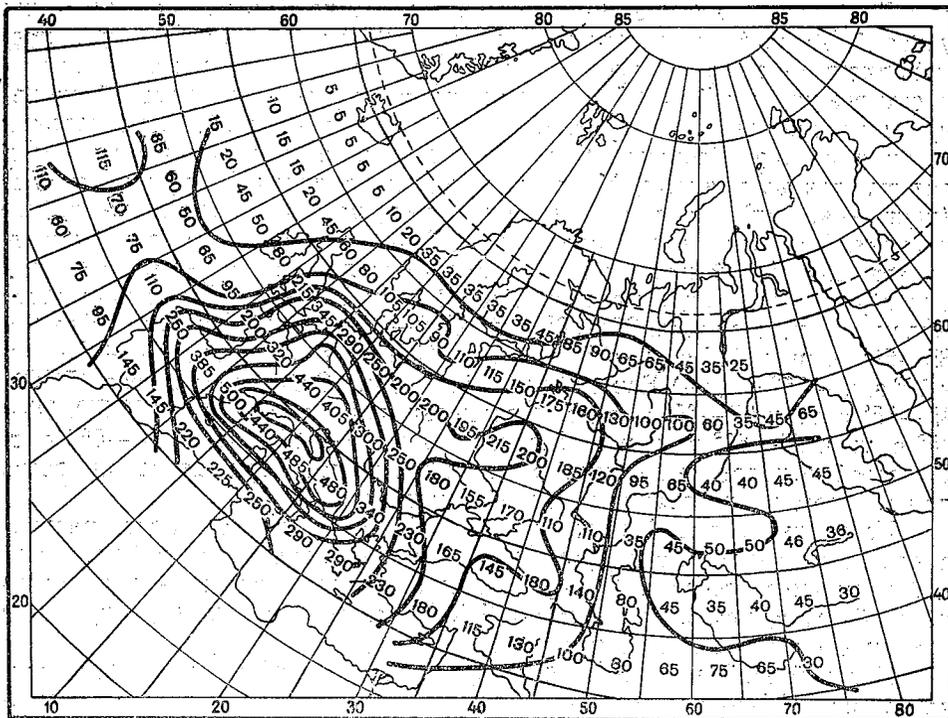


Рис. 1. Среднее годовое число грозовых очагов за период 1961—1965 гг.

с радиусом $1200\text{--}1500\text{ км}$ от пунктов пеленгования. Для определения действительного числа более удаленных гроз необходимо вводить коэффициент на число запеленгованных очагов. Коэффициент этот различается в зависимости от удаления; при удалениях от $1500\text{ до }3000\text{ км}$ коэффициент этот изменяется от 1,0 до 3,0. При определении количества очагов гроз за сутки учитывалась продолжительность их и разрыв во времени. Если за несколько последовательных сроков пеленгования получаются одни и те же координаты очага, то такой очаг учитывается как единичный. При одинаковых координатах очаги считаются различными, если в какой-либо из последующих сроков они не наблюдались.

По материалам английского, европейского и среднеазиатского кустов пунктов пеленгования атмосфериков построена карта среднего годового числа грозовых очагов (рис. 1): На этой карте показано число грозовых очагов, приходящихся на $100\,000\text{ км}^2$, по каждой географической клетке и проведены изолинии числа гроз, кратные 50 очагам.

Обширная площадь, охваченная пеленгованием атмосфериков, включает в себя не только различные по географическому положению территории, но и моря с различным тепловым режимом (теплое Средиземное море и холодное Норвежское). Рельеф территории также весьма различен. На востоке Уральские горы являются существенным препятствием для зонального переноса воздушных масс. Высокие горы Кавказа препятствуют субтропическому воздействию на Восточно-Европейскую равнину. С севера же имеется свободный доступ холодным воздушным массам. Горные хребты Альп и Перинеев создают климатические особенности. Теплое течение Гольфстрим оказывает влияние на весь материк Европы. Все это создает значительное разнообразие климатических условий. Атмосферная циркуляция, которая охватывает всю исследуемую площадь, характеризуется преобладающим западно-восточным переносом воздушных масс. Из рис. 1 видно, что контраст в грозовой активности по площади весьма велик — от нескольких очагов до нескольких сотен в клетке. Особенно большие различия в грозовой деятельности получаются во времени. Максимум гроз приходится на летние месяцы (июнь — август), но и зимой грозы, например в Атлантике, — частое явление. Поэтому исследование грозовой активности во времени и пространстве на данной площади сделано по отдельным районам. Исследуемая область подразделена на шесть районов: 1) Северо-Восточная часть Атлантического океана, $35-60^{\circ}$ с. ш. и $30-10^{\circ}$ з. д.; 2) Западная Европа, $35-60^{\circ}$ с. ш. и 10° з. д.— 25° в. д.; 3) Средиземное море, $35-45^{\circ}$ с. ш. и 10° з. д.— 25° в. д.; 4) Европейская территория Советского Союза (ЕТС), $45-65^{\circ}$ с. ш. и $25-60^{\circ}$ в. д.; 5) Среднеазиатские республики СССР, $35-45^{\circ}$ с. ш. и $55-80^{\circ}$ в. д. и 6) Малая Азия, $35-45^{\circ}$ с. ш. и $25-55^{\circ}$ в. д. Целесообразность выделения этих районов подтверждается из всего дальнейшего исследования грозовой активности.

Из карты на рис. 1 видно, что на ЕТС грозовая активность распределяется сравнительно равномерно, за исключением двух районов. Это район среднего течения Днепра и район Кавказа, где грозовая активность больше, чем в среднем по ЕТС. Заметно уменьшается грозовая активность с запада на восток.

Для района Западной Европы характер грозовой деятельности отличается от ЕТС; здесь грозовая активность значительно больше, распределение по территории неравномерное, выделяется максимум грозовой активности в районе юга Франции и севера Италии. Вдоль побережья на западе и на юге сильное сгущение изолиний числа очагов гроз указывает на обострение грозовой активности вследствие большого контраста суши и моря. Высокий уровень грозовой активности имел место на Средиземном море. Повышенная грозовая активность наблюдалась и в районе Азорских островов.

Районы Западной Сибири и Средней Азии выделяются малой грозовой активностью; здесь среднее годовое число очагов гроз находится в пределах $35-60$ очагов на $100\,000$ км². В этих районах грозовая активность еще более однородная, чем на ЕТС.

Повторяемость гроз по времени года и суток дана в табл. 1 и 2. В табл. 1 дано распределение числа грозových очагов для различных районов по месяцам, а в табл. 2 — по срокам в течение суток (время местное). Из табл. 1 видно, что распределение грозовой активности в течение года по районам неодинаковое. Характерным для района Северо-Восточной части Атлантики является то, что грозовая деятельность в холодный период года более активная. Минимум грозовой деятельности приходится на летние месяцы (июнь — август). На Средиземном море грозовая активность в течение года почти равномерная.

Таблица 1

Повторяемость очагов гроз (%) по месяцам от среднегодового числа случаев (1961—1965 гг.)

№ п/п	Район	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1	Северо-Восточная часть Атлантического океана	11	9	14	8	6	4	4	2	6	8	14	14
2	Западная Европа	2	2	2	5	13	18	15	11	10	10	7	5
3	Средиземное море	5	6	5	7	10	11	8	7	9	15	11	6
4	ЕТС	0	0	0	2	10	22	35	21	8	1	1	0
5	Среднеазиатские республики СССР	1	3	8	20	24	15	8	7	5	4	3	3
6	Малая Азия	7	8	14	19	11	3	3	3	7	8	8	9

Таблица 2

Повторяемость очагов гроз (%) по срокам (1961—1965 гг.)

№ п/п	Район	Часы							
		3	6	9	12	15	18	21	24
1	Северо-Восточная часть Атлантического океана	13	16	16	12	12	10	9	12
2	Западная Европа	11	10	11	10	14	16	16	12
3	Средиземное море	7	7	10	13	21	20	13	9
4	ЕТС	8	9	10	15	15	16	15	11
5	Среднеазиатские республики СССР	8	7	7	8	18	22	17	13
6	Малая Азия	11	10	11	12	13	15	14	14

Район ЕТС характеризуется активной грозовой деятельностью в летние месяцы. С декабря по март в этом районе обычно грозы не наблюдаются. Характер грозовой активности в Западной Европе отличается от смежных районов. Грозовая деятельность в этом районе отмечается в течение всего года, но наибольшая в летние месяцы.

По распределению грозовой активности в течение года район Среднеазиатских республик СССР заметно отличается от других районов. В этом районе наибольшая грозовая активность отмечается весной (апрель — май) и в начале лета (июнь). В период с апреля по июнь наблюдается около 60% годового числа гроз.

Высокая грозовая активность весной наблюдается также в районе Малой Азии, но годовое распределение гроз в этом районе другое, нежели в Среднеазиатских республиках.

Из табл. 2 следует, что для районов суши максимум грозовой деятельности приходится на время 18 час. Для Северо-Восточного района Атлантического океана повышенная грозовая деятельность наблюдается в ранние утренние часы (06—09).

При анализе материалов пеленгования атмосфериков по суточному распределению гроз выяснилось, что для территории Западной Европы характерным является то, что с уменьшением широты максимум грозовой активности смещается в сторону более позднего времени. Так, для 55—70° с. ш. максимум приходится на 13 час., южнее 55° с. ш. максимум лежит в пределах 14—20 час. [2].

На ЕТС максимум количества очагов гроз с увеличением долготы сдвигается на более ранние часы. В Прибалтике и в районах с большим количеством водоемов максимум грозовой активности приходится на более позднее время, т. е. 18—21 час.

Из табл. 1 видно, что грозовая активность имеет сезонный характер. Рассмотрим данные по наиболее контрастным сезонам, т. е. для зимы и лета. Январь и июль являются наиболее характерными месяцами этих сезонов, поэтому для анализа использованы данные за эти месяцы, которые приводятся в табл. 3. В этой таблице представлены данные о распределении территориальных единиц по градациям процентной доли от годового числа очагов гроз за январь и июль.

Таблица 3

Распределение территориальных единиц по градациям числа очагов гроз за январь (верхняя строка) и июль (нижняя строка) по различным районам

№ п/п	Район	Число территориальных единиц	Процентная доля от годового числа очагов гроз							
			0,0—1,0	1,1—5,0	5,1—10,0	10,1—15,0	15,1—20,0	20,1—30,0	30,1—40,0	40,1—50,0
1	Северо-Восточная часть Атлантического океана	21	4	15	3 2	4	3	6	5	
2	Западная Европа	24	17 1	2	3 2	3	1 7	1 9	2	
3	Средиземное море	14	2	8 6	5 4	1 2				
4	ЕТС	27	27*				3	6	13	5
5	Среднеазиатские республики СССР	10	6	3 3	1 1	4	1	1		
6	Малая Азия	12	5	6 1	3 4	1 2	2			
	Январь	108 100%	50 45	19 18	15 14	6 6	6 6	7 6	5 5	
	Июль	108 100%	12 11	25 23	13 12	11 10	11 10	16 15	15 14	5 5

* По всем 27 территориальным единицам активность гроз меньше 0,5% годовой.

На рис. 2 и 3 изображены карты распределения очагов гроз в процентах от годового значения за январь и июль. Анализ карты января показывает, что грозовая деятельность наблюдается в районе Северо-Восточной Атлантики, а в других районах южнее 45° с. ш. При этом более половины района Северо-Восточной Атлантики охвачено активной грозовой деятельностью (от 20 до 40% годового числа гроз).

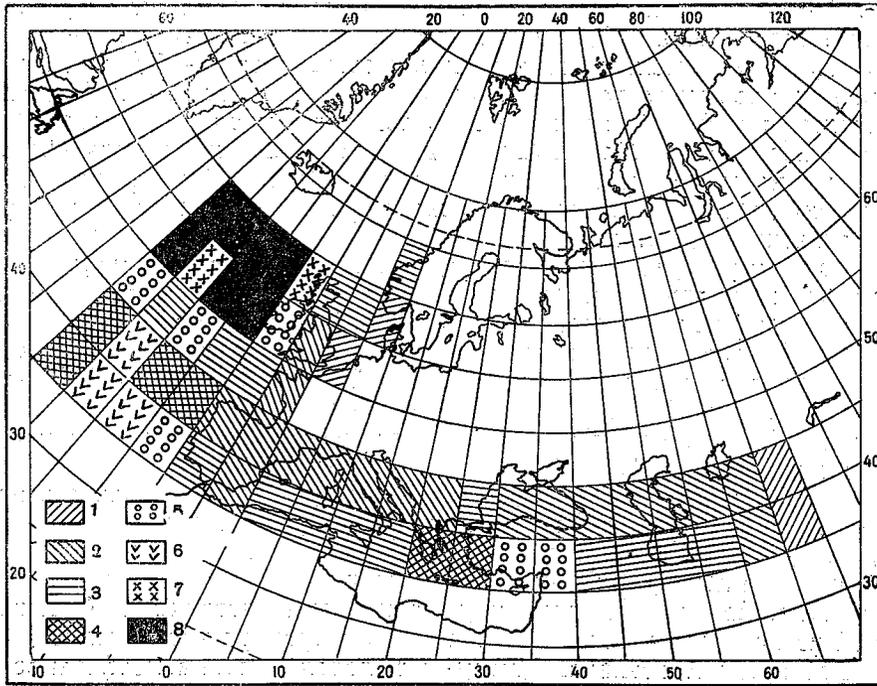


Рис. 2. Распределение очагов гроз (%) за январь.

1) 0—1, 2) 1—5, 3) 5—10, 4) 10—15, 5) 15—20, 6) 20—25, 7) 25—30, 8) 30—35, 35—40.

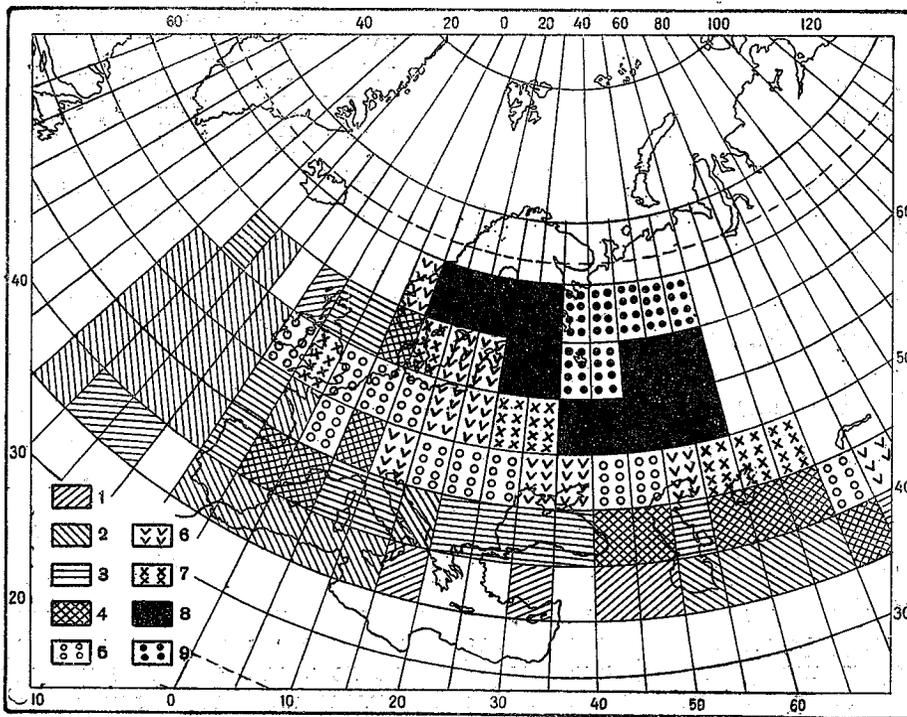


Рис. 3. Распределение очагов гроз (%) за июль.

1) 0—1, 2) 1—5, 3) 5—10, 4) 10—15, 5) 15—20, 6) 20—25, 7) 25—30, 8) 30—40, 9) 40—50.

и только по двум клеткам этого района число грозовых очагов в январе получается меньше 10% годового числа нормы. На акватории Средиземного моря активность гроз в январе составляет 5—10% от годового значения. Это несколько меньше, чем для района Малой Азии, но следует заметить, что годовое значение грозовой активности для Средиземного моря выше, чем для Малой Азии, в два раза. Севернее широты 45° с. ш. в январе на суше гроз почти нет. Только на побережье Франции и юге Норвегии наблюдаются грозы. В январе грозы отмечаются на 62 территориальных единицах из 110.

Из карты на рис. 3 видно, что грозовая деятельность в июле охватывает всю площадь. Почти на половине площади (47 территориальных единиц) грозовая деятельность активная (20—50% от годового числа очагов). Грозовая активность более 20% годового числа очагов была на 62% территориальных единиц Западной Европы. На ЕТС 85% территориальных единиц, где грозовых очагов было более 1/4 годового их числа. В этих районах на значительной территории (22 клетки из 48) в июле грозовая деятельность отмечалась более 15 дней.

Из рассмотрения этих карт видно, что грозовая деятельность определяется не адвекцией теплых и влажных воздушных масс, поступающих с Атлантики, а возможностями развития вертикальных восходящих течений, которые летом особенно сильно развиваются над сушей благодаря инсоляции. Адвекция теплых и влажных масс воздуха с Атлантики зимой не приводит к возникновению гроз благодаря нисходящим вертикальным потокам, возникающим из-за выхолаживания атмосферы вследствие излучения.

В исследовании пространственно-временных характеристик представляют существенный интерес статистические параметры грозовой активности. На рис. 4 изображены кривые повторяемости для января

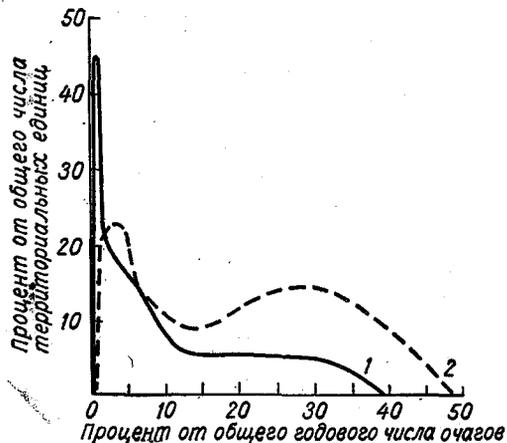


Рис. 4. Повторяемость числа очагов гроз для января (1) и июля (2).

и июля. Кривая для января имеет острый максимум с модой, равной 1% годового числа очагов гроз (нормы). Амплитуда значений грозовой активности равна 40%, а средняя арифметическая величина составляет 20% от годовой нормы. Кривая для июля имеет двухмодальный вид, что указывает на большое разнообразие условий. Первая мода равна 3%, а вторая — 29% годовой нормы. Амплитуда больше январской и равна 50%, а средняя арифметическая величина равна 25% годового числа очагов гроз.

Анализ этих кривых приводит к выводу, что на значительной площади для образования

гроз имеются необходимые условия и в январе, и в июле. Пересечение кривых показывает, что в эти месяцы наблюдается одинаковая грозовая активность на 20% площади. Близкие по значению средние величины для января и июля приводят к заключению, что в эти месяцы активная грозовая деятельность на исследуемой территории одинаково возможна. Соотношение же площадей, где грозовая деятельность яв-

ляется активной, показывает на большие различия. В январе площадь, охватываемая активной грозовой деятельностью, в три раза меньше, чем в июле. В январе на 45% всей площади грозовая активность не превышает 1% годовой нормы. В июле же такая грозовая активность наблюдается только на одной десятой площади.

Таким образом, кривые распределения позволяют с большей наглядностью судить о пространственно-временном распределении грозовой активности.

Пользуясь способом, предложенным Г. А. Алексеевым и А. Н. Лебедевым [7], [8], пространственно-временные характеристики грозовой активности можно представить в виде номограммы. Для этого по каждому району были построены интегральные кривые. На основании этих кривых для каждого района вычислены значения очагов гроз различной обеспеченности, которые приводятся в табл. 4.

Таблица 4

Годовое число грозовых очагов различной обеспеченности (1961—1965 гг.)

№ п/п	Район	Среднее	Максимальное	Минимальное	Обеспеченность, %										Сумма клеток совокупности	
					5	10	20	30	40	50	60	70	80	90		95
1	Северо-Восточная часть Атлантического океана . . .	63	124	10	114	106	94	80	68	62	54	34	20	18	12	21
2	Западная Европа	193	470	30	430	370	276	214	200	174	94	74	48	34	30	24
3	Средиземное море	291	535	145	512	488	426	366	310	270	246	230	214	172	145	14
4	ЕТС . . .	116	224	35	208	194	172	152	132	112	98	86	72	50	35	27
5	Среднеазиатские республики СССР	37	82	5	74	70	60	50	44	34	30	26	18	10	5	12
6	Малая Азия . .	154	290	80	256	230	190	170	156	148	132	116	100	80	80	12

Анализируя эту таблицу можно сделать вывод, что распределение грозовых очагов по всем районам подчиняется одному и тому же закону и что центр распределения (значения средних величин) дает хорошее согласование со значениями, соответствующими 50%-ной обеспеченности. Это указывает на то, что распределение очагов гроз по всем районам подчинено нормальному закону.

Данные табл. 4 показывают также, что расхождение между максимальными значениями числа очагов гроз и значениями 5%-ной обеспеченности, а также минимальными значениями и значениями 95%-ной обеспеченности невелики. Таким образом, структура распределения очагов гроз по районам тождественна. Исходя из общности структурного распределения грозовой активности по рассматриваемым районам, можно построить единую номограмму пространственно-временной изменчивости грозовой активности. На рис. 5 представлена такая номограмма. Она показывает экстремальные значения и пределы возможных годовых

значений очагов гроз различной обеспеченности. За пределами 5%-ной обеспеченности лежат значения аномальной грозовой активности, т. е. такой активности грозовой деятельности, которая возможна реже одного раза в 20 лет, а за пределами 95%-ной обеспеченности находятся значения аномально слабой грозовой деятельности, также встречающейся реже одного раза в 20 лет. Между линиями 5 и 95%-ной обеспеченности располагаются значения грозовой активности, которая возможна почти ежегодно — девять раз в 10 лет.

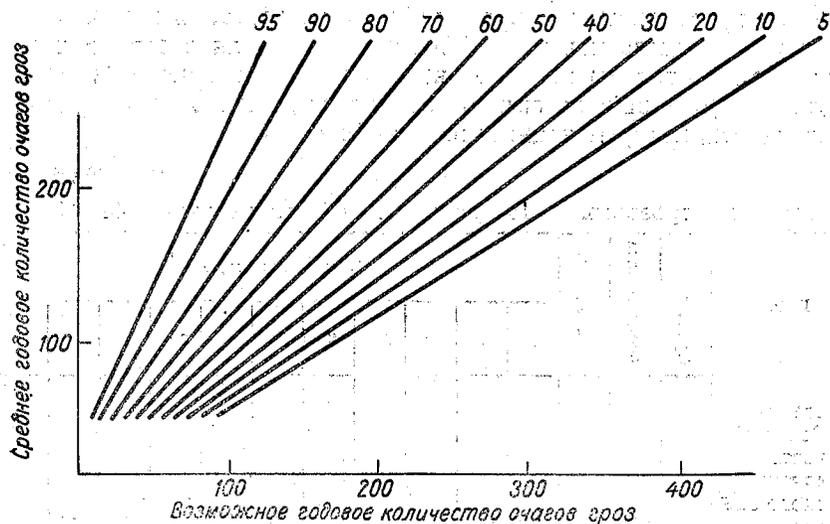


Рис. 5. Номограмма для расчета годового числа очагов гроз заданной обеспеченности.

По внешнему виду номограммы можно судить и об особенностях пространственно-временного распределения очагов гроз. Так, с увеличением значений многолетних величин изменчивость возможных годовых значений очагов гроз сильно возрастает. Это указывает на то, что в южных районах грозовая активность более неоднородна, т. е. имеются районы с большим контрастом грозовой активности. Действительно, на одной и той же широте имеются районы, различающиеся по грозовой активности в 2, 4 и 8 раз (районы 1, 3, 5 и 6). Из номограммы также видно, что средняя годовая изменчивость постепенно увеличивается с севера на юг, т. е. имеет широтный ход. По изреженности наклонных линий различных обеспеченностей можно судить об изменчивости годовых величин во времени. Так, из номограммы следует, что изменчивость грозовой активности во времени больше в южных районах, чем в северных.

С помощью номограммы, при наличии норм, нетрудно определить значение числа очагов гроз любой заданной обеспеченности для любой единицы площади независимо от того, были ли учтены по этой площади данные при построении номограммы. Более того, если нормы можно снять с климатической карты числа очагов гроз (рис. 1), то по этим нормам можно судить об изменчивости грозовой активности для данной единицы территории с любой обеспеченностью. По номограмме нетрудно вычислить вероятность явления в заданных пределах — по градациям значений. Номограмма позволяет судить о качестве материалов — выявлении неоднородностей, связанных с различными причинами и, в частности, с длительностью периода наблюдений.

Заключение

Данные пеленгования атмосфериков, поступающие в ГГО и МЦД (Москва), позволяют характеризовать грозовую деятельность на обширной площади 25 000 000 км².

Данные о количестве запеленгованных очагов гроз по разработанной в ГГО методике позволяют характеризовать грозовую активность во времени и пространстве.

Статистическая обработка данных пеленгования атмосфериков показывает, что материалы, полученных за пять лет, уже достаточно для выводов, имеющих практическое значение. Так, использование номограммы при наличии норм числа очагов гроз позволяет определить грозовую активность с заданной вероятностью, для любой территориальной единицы, охватываемой пеленгованием атмосфериков.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архипова Е. П. Карта географического распределения числа дней с грозой на территории СССР. Труды ГГО, вып. 74, 1957.
2. World Distribution of Thunderstorm Days. Pt. 1. WMO/OMM, 21, Tr 6, 1953.
3. Solovjev V. A. Thunderstorm Activity according the date of atmospheric direction-finding: problems of atmospheric and space electricity. Editor S. C. Coignity. Elsevier Publishing Company, Amsterdam—London, 1965.
4. Соловьев В. А. Суточный и годовой ход грозовой активности на севере Атлантического океана и морях Западной Европы и Дальнего Востока. Метеорология и Гидрология, № 10, 1965.
5. Соловьев В. А. Грозовая активность в среднеазиатских республиках СССР и в сопредельных с ними странах. Труды ГГО, вып. 204, 1967.
6. Соловьев В. А. О причинах несоответствия атмосфериков с условиями погоды. Труды ГГО, вып. 157, 1964.
7. Алексеев Г. А. Графоаналитические способы определения и приведения к длительному периоду наблюдений параметров кривых распределения. Труды ГГИ, вып. 73, 1960.
8. Лебедев А. И. Приложение метода номограммы к исследованиям климатических закономерностей в тропических и экваториальных широтах. Труды ГГО, вып. 182, 1965.

ИНЕРЦИОННОСТЬ ЭЛЕКТРОСТАТИЧЕСКИХ ПОЛЕМЕРОВ

1. Введение. Электростатический полемер состоит из датчика напряженности электрического поля и вторичного прибора, регистрирующего выходное напряжение датчика. Совокупность тех элементов полемера, которые электрически соединены с входной клеммой вторичного прибора, будем называть антенной. Предположим, что между отдельными деталями антенны нет заметного переходного сопротивления, а нагрузка антенны эквивалентна пассивной параллельной RC — цепи.

Известны коллекторные полемеры (установка Бенндорфа), индукционные полемеры (прибор Вильсона, вариометр напряженности, регистратор атмосфериков) и генераторные полемеры (электростатический флюксметр). Проблема инерционности наиболее важна для коллекторного метода измерения. Оказывается, что полное описание инерционности коллекторной антенны возможно лишь в общей теории, рассматривающей разные методы измерения как частные случаи.

Сосредоточивая внимание на инерционности антенны полемера, не будем учитывать возможную инерционность вторичного прибора.

Основные мысли, изложенные в настоящей статье, не новы. Они встречаются уже в работах Грене [1], [2], которые, к сожалению, почти неизвестны. Работы, в которых выводы Грене не игнорированы, — редкое исключение [3], [4]. Это побудительная причина настоящей статьи. Автор попытается избежать абстрактности, характерной для всех упомянутых работ [1—4], и постарается достигнуть максимальной доступности рассуждений.

2. Антенна Бенндорфа. Бенндорф разработал весьма удачную конструкцию полемера и, что еще важнее, создал теорию коллекторных приборов [5]. Выводы Бенндорфа излагаются почти в неизменном виде и в современных монографиях [6, 7]. Резюмируем теорию Бенндорфа.

В стационарном электрическом поле коллекторная антенна приобретает потенциал так называемой референц-точки U_R , который пропорционален напряженности E электрического поля,

$$U_R = -h_R E. \quad (1)$$

Коэффициент пропорциональности h_R будем называть проводимостной действующей высотой антенны. Формулу (1) следует рассматривать как определение параметра h_R .

Если потенциал антенны U отличается от U_R , то возникает проводимостный ток, который приближает U к значению U_R . Коллектор увеличивает проводимость воздуха около себя и ускоряет этот процесс. По Бенндорфу, антенна ведет себя так, будто она соединена с референц-точкой через кажущееся сопротивление антенны R , которое определяется в основном проводимостью воздуха около коллектора. Инерционность обусловлена собственной емкостью антенны C .

Инерционность антенны количественно описывается переходной характеристикой, изображающей функцию $U(t)$ после скачкообразного изменения напряженности электрического поля. Электрические схемы, переходные характеристики которых совпадают с переходной характеристикой антенны, являются ее эквивалентными схемами. Эквивалентная схема антенны, подчиняющейся теории Бенндорфа, представлена на рис. 1, 1, а ее переходная характеристика — на рис. 1, 1а. Кривая 1 изображает функцию $U_R(t)$, кривая 2 — функцию $U(t)$. Постоянная времени экспоненциального переходного процесса $\tau=RC$.

Антенну, обладающую описанными свойствами, будем называть антенной Бенндорфа. Это идеализированная модель, существующая только в воображении.

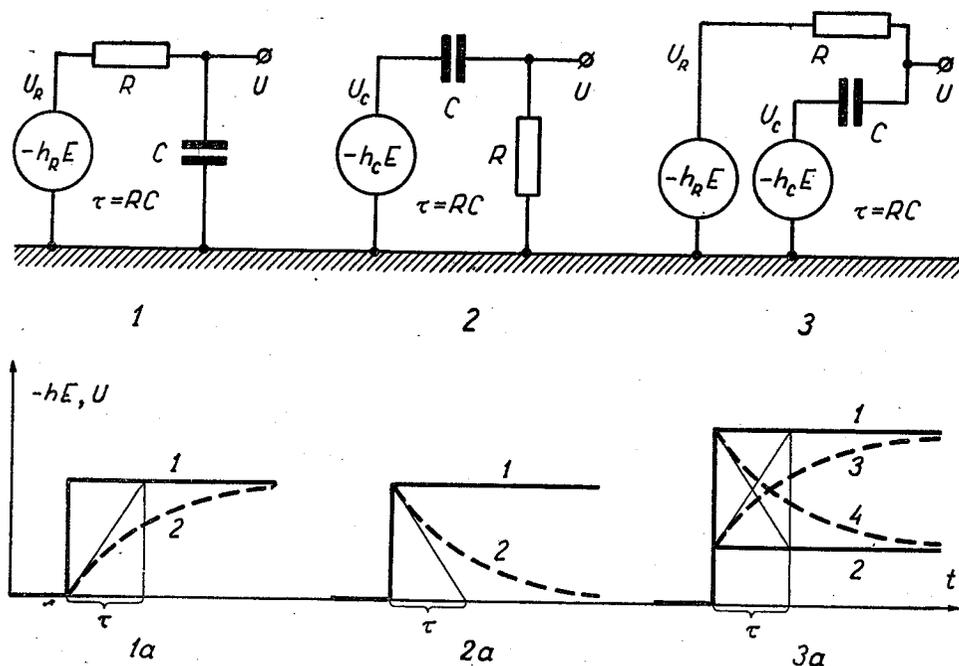


Рис. 1. Эквивалентные схемы и переходные характеристики антенн.

1, 1а — антенна Бенндорфа; 2, 2а — чистоиндукционная антенна; 3, 3а — уточненная модель антенны.

В переменном электрическом поле потенциал антенны Бенндорфа следует ультранизкочастотным колебаниям напряженности, с некоторым ослаблением передает колебания с частотой порядка $\omega \approx \tau^{-1}$ и совсем не реагирует на колебания напряженности при $\omega \rightarrow \infty$.

Для достижения малой инерционности рекомендовались высокоактивные коллекторы. Известно, что увеличение активности коллектора приводит к нежелательным последствиям в отношении других свойств полемера.

3. Несовершенство теории Бенндорфа. Не будем обращать внимания на нелинейность кажущегося сопротивления коллектора, конвективный ток и другие явления, не относящиеся к нашей теме.

В теории Бенндорфа скорость изменения потенциала антенны dU/dt пропорциональна разности $U_R - U$, что позволяет по значениям U и dt/dt оценить U_R и соответствующую истинную напряженность.

Если таким способом практически определить значение \bar{E} по записи $U(t)$ после быстрого скачка напряженности (грозовые разряды), то весьма часто получается нелепый результат — вычисленное значение E значительно превышает пробивную напряженность. Такие наблюдения обычно нельзя объяснить нелинейностью сопротивления коллектора, и они неоспоримо доказывают, что фактическая инерционность коллекторной антенны меньше, чем предсказывает теория Бенндорфа.

Причина расхождения между теорией и опытом представляет практический интерес. Если фактор, уменьшающий инерционность, оказался бы регулируемым, то появилась бы возможность в значительной степени уменьшить или даже совсем устранить инерционность коллекторного полемера.

Почему же указанный недостаток теории не обнаруживается при измерении постоянной времени антенны? Инерционность измерительного прибора проявляется по-разному в разных условиях — понятие инерционности включения прибора отличается от понятия инерционности реакции прибора на изменение сигнала. Постоянная времени антенны измеряется в стационарном поле путем определения функции $U(t)$ после замыкания заземления антенны. Результат такого опыта зависит от инерционности включения антенны, которая вполне удовлетворительно описывается теорией Бенндорфа. В практике же атмосферно-электрических наблюдений основной интерес представляет инерционность реакции антенны, которая не подчиняется теории Бенндорфа.

4. Индукционная антенна. Обычная радиоантенна — практически безынерционный датчик быстрых вариаций электрического поля. Если ограничиваться рассмотрением не слишком высокочастотных составляющих поля, то можно сказать, что индукционная антенна обладает направленным действием и характеризуется постоянной действующей высотой h_c , определяемой соотношением

$$\Delta U = -hc \Delta E, \quad (2)$$

где ΔE — величина мгновенного скачка напряженности поля, ΔU — соответствующий скачок потенциала антенны.

В области высоких частот проводимость воздуха несущественна и в теории индукционной антенны она обычно не учитывается. Эквивалентная схема антенны с омической нагрузкой R представлена на рис. 1, 2. C — собственная емкость антенны. Переходная характеристика этой схемы представлена на рис. 1, 2а, где кривая 1 изображает функцию — $hcE(t)$, а кривая 2 — функцию $U(t)$.

Антенну, обладающую описанными свойствами, будем называть чистоиндукционной. Чистоиндукционная антенна неискаженно передает высокочастотные колебания, ослабляет средние частоты и совсем не реагирует на постоянную составляющую электрического поля.

Для измерения постоянной составляющей поля чистоиндукционной антенной необходимы вспомогательные приспособления наподобие экрана прибора Вильсона. Циклическое экранирование антенны исключает непрерывность наблюдений.

5. Реальная антенна. Антенна Бенндорфа принимает неискаженно постоянную составляющую электрического поля, чистоиндукционная антенна — высокочастотные составляющие. Нельзя ли создать двухканальный прибор, в котором объединены положительные качества обоих типов антенн? Простейший способ осуществления этого замысла — параллельное включение коллекторной и индукционной антенн.

Как устроен реальный прибор Бенндорфа? Стержень — носитель без коллектора — обычная индукционная антенна. Если прикрепить к стерж-

ню коллектор, то индукционная антенна и коллекторная антенна включаются параллельно.

Первый тезис настоящей статьи — антенну коллекторного полемера следует рассматривать как результат параллельного включения антенны Бенндорфа и чистоиндукционной антенны. Эквивалентная схема реальной антенны подобна схеме, которая получается при параллельном включении RC — цепей, показанных на рис. 1, 1 и 1, 2.

К таким же выводам приводит уточнение теории индукционной антенны. Реальная индукционная антенна, например пластина Вильсона, действует в постоянном поле как приемник вертикального тока проводимости. Ее переходная характеристика отличается от характеристики рис. 1, 2а тем, что потенциал U приближается не к нулю, а к значению I/R , где I — сила вертикального тока. Оказывается, что индукционная антенна ведет себя в постоянном поле так же, как и коллекторная антенна. Для уточнения эквивалентной схемы рис. 1, 2 приходится добавить к ней RC — цепь, похожую на показанную на рис. 1, 1.

Второй тезис настоящей статьи — эквивалентные схемы и теории коллекторных и индукционных антенн совпадают друг с другом, различаясь лишь в количественных соотношениях.

6. Параметры и переходная характеристика антенны. Проводимостная действующая высота антенны h_R определяется как установившееся отношение — U/E в постоянном поле и индукционная действующая высота h_C — как это же отношение в высокочастотном поле. Действующие высоты зависят, помимо геометрии антенны, и от ее нагрузки.

Из возможных эквивалентных схем антенны наиболее проста и наглядна схема, изображенная на рис. 1, 3. C и R — собственная емкость и полное кажущееся сопротивление антенны. Свойства схемы не изменяются, если уменьшить сопротивление R и одновременно увеличить емкость C во столько же раз.

Вид переходной характеристики схемы рис. 1, 3 зависит от отношения действующих высот. Два примера представлены на рис. 1, 3а. Если кривая 1 изображает функцию — $h_R E(t)$, кривая 2 — функцию — $h_C E(t)$, то по рисунку $h_R > h_C$, что характерно для прибора Бенндорфа. Функция $U(t)$ при этом изображается кривой 3. Начальный мгновенный скачок потенциала хорошо объясняет наблюдения, описанные в п. 3 настоящей статьи. Если кривая 1 изображает функцию — $h_C E(t)$, а кривая 2 — функцию — $h_R E(t)$, то $h_C > h_R$, что характерно для прибора Вильсона. Функция $U(t)$ в этом случае изображается кривой 4. При $h_C \rightarrow 0$ антенна приобретает свойства антенны Бенндорфа, при $h_R \rightarrow 0$ — чистоиндукционной антенны.

Антенна с $h_R > h_C$ хорошо передает постоянную составляющую напряженности поля и синусоидальные составляющие низкой частоты. В отличие от антенны Бенндорфа она передает (с некоторым ослаблением) и составляющие очень высокой частоты. Антенна с $h_C > h_R$ имеет частотную характеристику с подъемом в области высоких частот.

7. Уравновешивание антенны. Антенну с $h_C = h_R$ будем называть уравновешенной. Уравновешенная антенна обладает идеальной переходной характеристикой. Она одновременно безынерционна и пригодна для непрерывных наблюдений.

Проводимостную действующую высоту прибора Бенндорфа удобно регулировать перемещением коллектора вдоль стержня-носителя. При стандартном способе крепления коллектора к концу стержня $h_R > h_C$, и для уравновешивания антенны достаточно подобрать новое место крепления коллектора [1], [3]. Описанная процедура уменьшает чувствительность полемера. Для сохранения чувствительности следует

не изменять расположения коллектора и уравновесить прибор подключением дополнительной индукционной антенны.

Антенна с $h_C > h_R$ уравновешивается подключением дополнительного коллектора.

При $h_R > h_C$ имеется теоретическая возможность уравновесить антенну соответственно выбранным шунтирующим резистором, а при $h_C > h_R$ — шунтирующим конденсатором. Применение шунтирующего резистора на практике недопустимо по причине нестабильности проводимостной действующей высоты шунтированной антенны.

Примером уравновешенной антенны служит бесколлекторная пассивная антенна Крозье [8]. Пассивная антенна чрезмерно чувствительна к конвективному току. Добавление к антенне Крозье коллектора с небольшой активностью устранило бы отмеченный недостаток и стабилизировало бы проводимостную действующую высоту.

8. Генераторный полемер. Генераторный полемер (электростатический флюксметр) можно рассматривать как автоматизированный прибор Вильсона, в котором электрометр заменен измерительным усилителем переменного тока. h_C антенны генераторного полемера — переменная величина, что обеспечивает параметрическую модуляцию и усиление мощности сигнала.

В обычных генераторных полемерах модулирование и детектирование сигнала приводит к появлению инерционности, зависящей от частоты модуляции. Избежать появления инерционности можно ценой значительного усложнения прибора [9]. Безынерционна также двухканальная система, состоящая из обычного генераторного полемера (датчик низких частот) и индукционной антенны (датчик высоких частот).

Уравновешивание антенны генераторного полемера целесообразно при измерениях в сильно ионизированной среде. Если $h_R(t) \equiv h_C(t)$, то прибор нечувствителен к проводимости среды.

9. Уравнение антенны. Уравнение напряжения антенны выводится из соотношения

$$\frac{dq}{dt} = -I, \quad (3)$$

где q — заряд антенны, а I — сила тока от антенны. Заряд зависит от потенциала U и напряженности E линейно

$$q = CU + Ch_C E. \quad (4)$$

Постоянная C — емкость антенны. Легко проверить, что постоянная h_C удовлетворяет определению индукционной действующей высоты антенны. Сила тока выражается аналогично

$$I = \frac{U}{R} + \frac{h_R E}{R} - I_0, \quad (5)$$

где I_0 — сила конвективного тока к антенне. Символы R и h_R сохраняют прежний смысл.

Приравняв производную заряда (4) к силе тока (5) и сгруппировав слагаемые, получим общее уравнение

$$\frac{dU}{dt} + \left(\frac{1}{RC} + \frac{1}{C} \frac{dC}{dt} \right) U = - \frac{h_R E}{RC} - \frac{1}{C} \frac{d(Ch_C E)}{dt} + \frac{I_0}{C}. \quad (6)$$

Уравнение (6) описывает как приборы Бенндорфа и Вильсона, так и генераторные полемеры.

Для антенны с постоянными параметрами можно записать упрощенное уравнение

$$\frac{dU}{dt} + \frac{U}{RC} = -\frac{h_R \dot{E}}{RC} - hc \frac{dE}{dt} + \frac{I_0}{C}. \quad (7)$$

Это уравнение позволяет выразить функцию $U(t)$ через $E(t)$ или наоборот. В соответствующих формулах встречаются интегралы Дюамеля, описывающие экспоненциальное сглаживание во времени от $t = -\infty$ до текущего момента. Решение уравнения антенны дает количественную оценку инерционности полемера при сложной функции $E(t)$ и указывает способ «реставрации» истинного хода напряженности по записи неуравновешенного прибора. Реставрацию можно автоматизировать при помощи аналоговых схем, компенсирующих инерционность антенны. Отмеченные вопросы подробнее разобраны в [5].

ВЫВОДЫ

1. Общепризнанная теория инерционности коллекторных полемеров [5—7] неточна, а уточненная теория осталась почти неизвестной.

2. Инерционность реакции антенны на изменение напряженности поля не совпадает с инерционностью при включении антенны.

3. Антенна любого электростатического полемера обладает одновременно свойствами как коллекторной, так и индукционной антенны и характеризуется двумя действующими высотами.

4. Инерционность реакции коллекторной антенны на изменение напряженности поля меньше, чем предсказывает теория Бенндорфа. Антенна с совпадающими действующими высотами совершенно безынерционна.

5. Коллекторные антенны, индукционные антенны и антенны генераторных полемеров описываются общей эквивалентной схемой и одним и тем же уравнением.

ЛИТЕРАТУРА

1. Grenet G. Sur la mesure des variations brusques du champ électrique. C. r., 67. Congr. Soc. savantes, Masson & C^{ie}, Paris, 1934.
2. Grenet G. Sur la mesure du champ électrique terrestre et de ses variations. C. r. Acad. sci., 198, 10, 1934.
3. Lecolazet. R. Sur la définition et la théorie des prises de potentiel en électricité atmosphérique. C. r. Acad. sci., 22, 6, 1946.
4. Kasemir. H. W., Ruhnke. L. H. Antenna problems of measurement of the air — earth current. Recent Advances in Atmospheric Electricity. Pergamon Press, 1958.
5. Benndorf. H. Zur Theorie luftelektrischer Registrierungen. I. Sitzungsber. Wien. Akad. Wiss., 11a, 118, 1909.
6. Имянитов И. М. Приборы и методы для изучения электричества атмосферы. Гостехиздат, М., 1957.
7. Israel H. Atmosphärische Elektrizität, T. II. Geest & Portig K.—G. Leipzig, 1961.
8. Crozier. W. D. Measuring atmospheric potential with passive antennas. J. Geophys. Res., 68, 18, 1963.
9. Smith. L. G. An electric field meter with extended frequency range. Rev. Sci. Instr., 25, 5, 1954.

А. Х. ФИЛИППОВ, И. Н. КОВАЛЕВ

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РАДИОЗОНДА РКЗ ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ НАПРЯЖЕННОСТИ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ В СВОБОДНОЙ АТМОСФЕРЕ

В настоящее время известно несколько различных типов радиозондов для измерения напряженности электрического поля в свободной атмосфере [1, 3, 5, 6]. В зависимости от принципа измерения эти радиозонды можно условно разделить на три группы. Одну группу составляют радиозонды для исследования сильных электрических полей в грозовых облаках. Напряженность поля измеряется в этом случае по току коронирования с остроконечных электродов. По такому принципу устроены радиозонды Симпсона и Скрейза, Чепмена [5], Имянитова [1], Арабаджи [3]. К другой группе атмосферно-электрических радиозондов можно отнести приборы с применением в качестве датчиков радиоактивных коллекторов. Разность потенциалов двух разнесенных по высоте коллекторов обычно измеряется специальными ламповыми электрометрами (радиозонды Мюллейзена и Рейна, Стержиса и Кангаса, описанные в монографии Израэля [5], радиозонд Люжона и Бонненблуста [6] и др.). Наконец, третью группу составляют весьма сложные радиозонды с динамическим полемером (ротационным вольтметром). Характерная особенность большинства упомянутых радиозондов состоит в том, что они не являются серийными; весь комплекс наземной аппаратуры также обычно не является стандартным. Исключение составляет радиозонд Рейна, Стержиса и Кангаса, в котором в качестве передатчика используется стандартный радиозонд США.

Целью настоящей работы является использование стандартного радиозонда РКЗ и комплекта наземной аппаратуры (радиолокатора «Метеор») для измерения напряженности электрического поля в свободной атмосфере. В качестве датчика применяются два радиоактивных коллектора, соединенные с электрометрическим усилителем постоянного тока.

При разработке прибора использовано то обстоятельство, что частота измерительного генератора радиозонда РКЗ может изменяться не только при изменении сопротивления утечки сетки (как это происходит при измерении температуры воздуха с помощью термистора), но и при изменении напряжения на сетке лампы. Поэтому задача создания атмосферно-электрического радиозонда на базе прибора РКЗ сводится к конструированию электрометрической приставки к радиозонду.

Важным достоинством такого варианта прибора является то, что радиозонд РКЗ и весь комплекс наземной аппаратуры используются полностью и без какой бы то ни было переделки.

Электрометрический усилитель собран по мостовой схеме; аналогичной схеме Барта [4] на триоде 1Э1П (рис. 1). При наладке усилителя обращено особое внимание на уменьшение дрейфа нуля. Для этой цели подбором сопротивлений $R_5—R_8$ создавался такой режим работы схемы, при котором влияние вариаций тока накала лампы на ток в измеритель-

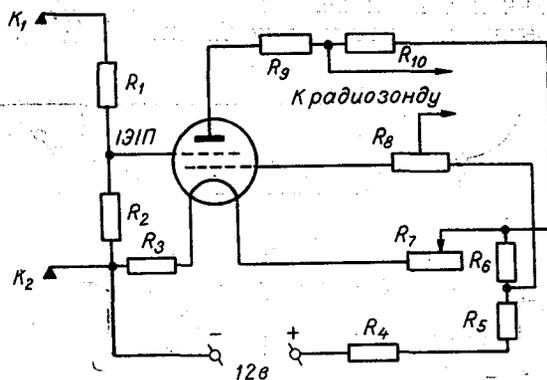


Рис. 1. Принципиальная схема лампового электрометра.

$R_1 = 680$ Гом, $R_2 = 47$ Гом, $R_3 = 56$ ом, $R_4 = 40$ ом, $R_5 = 24$ ом, $R_6 = 18$ ом, $R_7 = 150$ ом, $R_8 = 16$ ком, $R_9 = 8,5$ ком, $R_{10} = 8,7$ ком, K_1 и K_2 — радиоактивные коллекторы.

ной диагонали моста минимально. Это иллюстрируется рис. 2, на котором приведена зависимость тока в диагонали моста от напряжения накала. При токе накала от 44 до 46 ма, как это видно из рис. 2, дрейф нуля, связанный с изменением тока накала, практически отсутствует. Такое уменьшение дрейфа нуля делает работу усилителя мало зависящей от напряжения источников питания.

График градуировки прибора показан на рис. 3. По оси абсцисс откладывается напряжение на входе электрометра, по оси ординат — соответствующая частота измерительного генератора РКЗ. Этот график построен для напряжения смещения -2 в. Линейность характеристики при напряжениях на входе в пределах ± 2 в достаточно хорошая.

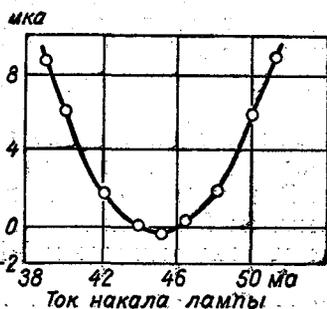


Рис. 2. Зависимость дрейфа нуля от тока накала лампы.

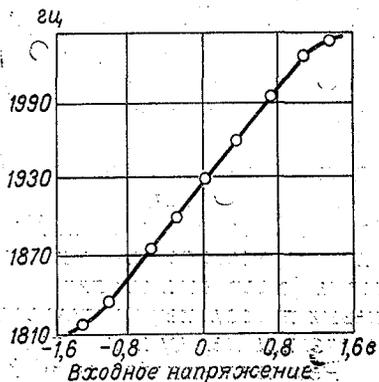


Рис. 3. График градуировки электрометра.

Лабораторные исследования схемы показывают хорошую воспроизводимость градуировки и высокую устойчивость показаний.

В связи с тем что частота измерительного генератора определяется с точностью до 1 гц, инструментальная погрешность измерения напряжения ламповым электрометром является весьма малой. Поэтому основное значение при измерениях напряженности поля имеет методическая погрешность, связанная с применением радиоактивных коллекторов. Величина этой погрешности, по-видимому, близка к 20% [1].

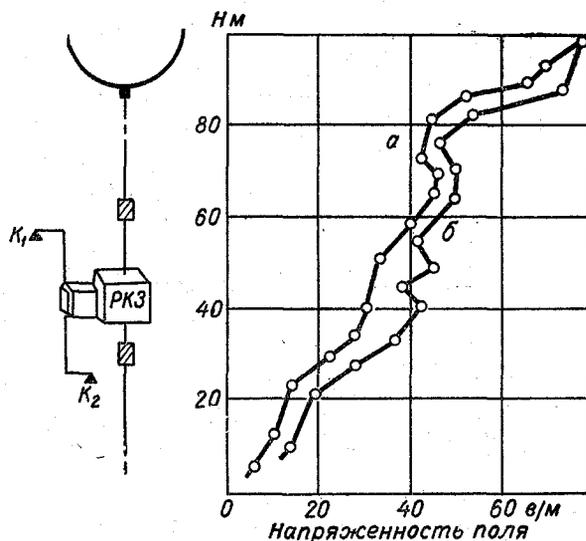


Рис. 4. Схема подвески прибора и результаты подъема (а) и спуска (б) 17 апреля 1967 г.

Для исследования инерционных свойств прибора были проведены измерения в искусственном поле плоского конденсатора. Эти измерения показывают, что постоянная входа описываемого электрометра (при входном сопротивлении $7,2 \cdot 10^{11}$ ом) довольно небольшая, 2—3 сек. При типичной скорости подъема радиозонда 300 м/мин такая постоянная входа приведет к усреднению напряженности поля в пределах слоя 10—15 м. Применение коллекторов большой активности, естественно, уменьшит инерционность радиозонда.

В заключение рассмотрим результаты испытания описываемого радиозонда. Из-за отсутствия достаточного числа радиоактивных коллекторов измерения проводились с помощью привязного радиозонда. Схема подвески прибора к оболочке и результаты одного из наиболее удачных подъемов представлены на рис. 4.

Радиозонд подвешивался с помощью янтарного изолятора на расстоянии 20 м от оболочки. Другой янтарный изолятор служил для крепления радиозонда снизу к полиамидной нити. Электрометрическая приставка (с автономным питанием) с подвешенными на Г-образных алюминиевых проволоках коллекторами крепилась к коробке радиозонда РКЗ. Расстояние между коллекторами 1 м.

Результаты подъема в 13 час. 30 мин. 17 апреля 1967 г. приведены на том же рис. 4. Измерения при подъеме и спуске показаны соответственно кривыми а и б. Во время измерения наблюдалась ясная погода, штиль и инверсионная стратификация атмосферы.

Близкое соответствие кривых подъема и спуска свидетельствует о нормальной работе прибора. Рост напряженности поля с высотой не является неожиданным: по данным самолетных измерений И. М. Имяникова и Е. В. Чубариной [2] рост поля в пограничном слое (до 700—1000 м) наблюдается примерно в 40% случаев. Причем, плотность объемного заряда (а значит и неоднородность в распределении поля) в первой тысяче метров максимальна в 13—14 час.

Низкие значения напряженности поля у земли можно объяснить общим состоянием электрического поля в день наблюдений. По данным наземной регистрации в Иркутской ГМО (примерно в 5 км от пункта подъема) в период 10—12 час. напряженность поля была отрицательна и составляла от -150 до -100 в/м. В 12 час. 30 мин. наблюдался переход напряженности через «0» и монотонное увеличение до 80—100 в/м в 14 час.

Таким образом, лабораторные исследования схемы и измерения с помощью привязного радиозонда показывают возможность использования прибора РКЗ для измерения напряженности электрического поля в свободной атмосфере.

При наличии достаточного числа радиоактивных коллекторов эти измерения возможно осуществить на широкой сети стандартных аэрологических станций, что, несомненно, принесет ценную информацию о структуре электрического поля в атмосфере.

ЛИТЕРАТУРА

1. Имяников И. М. Приборы и методы для изучения электричества атмосферы. Гостехиздат, 1957.
2. Имяников И. М., Чубарина Е. В. Электричество свободной атмосферы. Гидрометеоздат, Л., 1965.
3. Арабаджи В. И. Гроза и грозовые процессы. Изд-во БГУ, Минск, 1960.
4. Бонч-Бруевич А. М. Применение электронных ламп в экспериментальной физике. Гостехиздат, М., 1954.
5. Isgrà I H. Atmospherische Elektrizität, T. II. Leipzig, 1961.
6. Lugon I, Vonneblust. Radiosondages du gradient de potentiel et de la conductivity, Zurich, 1957.

А. Х. ФИЛИППОВ, С. Г. ЦИРУЛЬКЕВИЧ

НЕКОТОРЫЕ СТАТИСТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ГРОЗ НА ТЕРРИТОРИИ СССР

Годовые величины числа дней с грозой как показатели грозовой деятельности в настоящее время изучены довольно подробно. Известны основные черты географического распределения числа дней с грозой как по земному шару в целом, так и в отдельных районах. Поиски же статистических характеристик изменчивости числа гроз во времени сравнительно немногочисленны.

Вместе с тем для других метеорологических элементов, например для температуры воздуха, выполнено большое число широких климатологических обобщений. Значительная часть статистических исследований посвящена изучению проблемы изменения климата. Фундаментальным исследованием этого цикла является работа Е. С. Рубинштейн и Л. Г. Полозовой [1].

Явление грозы развивается при совместном влиянии термо-гигрометрических показателей всей тропосферы, поэтому исследование вековой изменчивости гроз представляется целесообразным при одновременном изучении ритмичности атмосферных процессов большого масштаба, а также при выявлении гелиогеофизических связей. Вопрос об изменчивости числа гроз от года к году представляет самостоятельный интерес в теории атмосферного электричества в связи с отысканием механизма генерации электрического поля в атмосфере. Наконец, изучение временной изменчивости гроз может иметь известное приложение в долгосрочном прогнозе погоды.

В настоящей работе исследуются статистические параметры изменчивости годового числа дней с грозой и рассматривается связь гроз с солнечной активностью. Используются материалы наблюдений 35 станций СССР, имеющих наиболее длинные ряды (с 1890 по 1950 г.). Для 25 пунктов с непрерывным периодом наблюдений около 70 лет (1870—1950 гг.) выполнен периодограммный анализ. При изучении пространственных неоднородностей гроз использованы материалы 56 станций Прибайкалья. Основным источником материала послужили летописи Главной физической обсерватории (ГФО) и климатологические справочники СССР.

Параметры распределения гроз

Материалы по среднему числу гроз для территории СССР представлены в [2], а также в [3]. Некоторое представление о средней изменчивости гроз дано в [4]. Однако эти работы не ставили целью специальное исследование изменчивости числа гроз.

В качестве характеристики изменчивости нами принято среднее квадратическое отклонение годового числа гроз от многолетнего среднего (вычисления проводились по ряду наблюдений не менее 60 лет). Одним из преимуществ этого показателя является отсутствие сильной систематической зависимости его от длины ряда наблюдений. Результаты расчетов показывают, что на территории СССР величина показателя колеблется от 3 в северо-западной части Европейской территории СССР (ЕТС) и на Дальнем Востоке до 9—11 на Кавказе. Обнаруживается прямая связь среднего квадратического отклонения σ с годовым числом гроз N_r . Эта связь хорошо аппроксимируется формулой $\sigma = 0,73N_r^{0,75}$, из которой следует, что относительная изменчивость годового числа гроз весьма стабильна и близка к 70%.

Многолетнее среднее число гроз (N) и средние квадратические отклонения для выбранных станций приведены в табл. 1. В этой же таблице представлены другие параметры распределения гроз — коэффициенты асимметрии (S) и эксцесса (E). Эти параметры могут быть использованы, в частности, для качественного сравнения эмпирического распределения с нормальным.

Рассмотрение табл. 1 показывает, что для распределения числа дней с грозой характерна значительная положительная асимметрия. Коэффициенты эксцесса, как показывают расчеты, составляют обычно 0,1—1,0; вероятности положительного и отрицательного эксцесса примерно одинаковы. Точность эмпирических коэффициентов асимметрии и эксцесса может быть приближенно оценена по их средним квадратическим отклонениям [5]:

$$\sigma_s = \sqrt{\frac{6(N-1)}{(N+1)(N+3)}};$$

$$\sigma_E = \sqrt{\frac{24(N-2)(N-3)N}{(N-1)^2(N+3)(N+5)}};$$

где N — объем выборки (число лет).

Получение больших по сравнению с величинами σ_E и σ_s коэффициентов асимметрии и эксцесса может служить основанием для браковки нормальности исследуемого распределения. Для большинства выбранных нами станций (65%) величины асимметрии и эксцесса превышают соответствующие средние квадратические отклонения (типичными значениями являются $\sigma_s = 0,30$ и $\sigma_E = 0,60$), что свидетельствует о различии эмпирического и нормального распределений.

Для более корректной проверки гипотезы нормальности распределения нами был использован критерий Пирсона χ -квадрат [5]. Для оценки вероятности соответствия эмпирического и нормального распределений в табл. 1 приведен уровень значимости P_0 , вычисленный по критерию Пирсона. В среднем распределение числа дней с грозой согласуется с нормальным на 15%-ном уровне значимости. Однако эта величина не является типичной. Примерно половина эмпирических распределений согласуется с нормальным на уровне значимости ниже 5%. Для 12 станций уровни значимости оказываются весьма высокими, 30—70%.

Любопытно отметить, что среднее число гроз для пунктов с $P_0 > 5\%$ равно 24, а для пунктов с $P_0 < 5\%$ — 19; т. е. лучшее соответствие эмпирического распределения с нормальным характерно для районов с большим годовым числом гроз.

Резюмируя сказанное, можно сделать вывод о том, что распределение годового числа дней с грозой на большинстве станций согласуется с нормальным на низком уровне значимости, т. е. в общем не является нормальным распределением.

Некоторые параметры распределения числа дней с грозой

Пункт	N	σ	S	E	P_0 %
Иркутск	15	5,5	0,08	-0,2	1,0
Бабушкин	13	5,3	-0,04	-0,4	1,0
Красноярск	19	6,4	0,53	0,2	10
Троицкое	18	8,0	0,63	-0,2	0,5
Енисейск	21	4,4	0,38	2,1	3,0
Туруханск	11	4,7	0,39	0,1	7,0
Барнаул	25	7,1	-0,07	-0,3	0,5
Томск	22	6,7	0,98	0,3	2,5
Сургут	15	7,2	0,93	0,3	0,4
Тобольск	19	7,1	0,09	-0,6	—
Свердловск	24	7,3	0,77	0,6	31
Пермь	21	5,9	0,48	0,8	17
Верхотурье	22	6,3	0,15	0,2	42
Чердынь	16	5,1	0,68	0,1	20
Москва	21	6,2	0,05	-0,6	6
Ярославль	24	7,2	0,50	-0,2	2
Успенский с.-х. техн.	19	5,4	0,76	-0,4	1
Елаьма	21	5,5	0,61	0,1	70
Иваново	20	6,0	0,39	-0,8	7
Ленинград	15	5,0	0,86	0,1	2
Кемь	8	3,3	0,16	0,8	0,1
Архангельск	10	3,4	0,27	0,1	—
Одесса	21	6,9	0,47	2,1	60
Киев	23	7,1	0,78	-0,4	70
Тбилиси	37	9,5	0,67	-0,3	0,4
Сочи	34	8,5	0,22	1,4	15
Батуми	31	9,6	0,26	0,0	—
Сухуми	33	11	0,18	0,1	26
Ессентуки	25	5,8	0,33	-0,2	1
Гудаури	39	13	0,43	-0,3	8
Абастумани	39	12	0,66	0,5	29
Мархотский Перевал	23	9,1	0,64	0,8	30
Владивосток	6	3,8	0,90	0,1	0,2
Сакара	30	11	0,29	-0,3	2

Исследование цикличности в ходе годового числа гроз. Связь гроз с солнечной активностью

Изучению цикличности в ходе метеорологических элементов посвящено очень большое количество работ. В ходе температуры воздуха, давления, осадков выявлены циклы с периодом от единиц до сотен лет. Вопрос о цикличности гроз исследован значительно меньше. Выявлению

связи грозовой деятельности с солнечной активностью в 11-летнем солнечном цикле посвящена работа З. П. Клейменовой [6].

В настоящей работе для выявления цикличности был выполнен периодограммальный анализ по материалам 25 станций с непрерывным рядом наблюдений от 60 до 80 лет.

В качестве статистической меры цикличности принято эмпирическое корреляционное отношение [5]

$$\eta = \frac{\sigma_{x,p}}{\sigma_x},$$

где $\sigma_{x,p} = \sqrt{\frac{\sum (x_{ip} - \bar{x})^2}{p}}$; p — период; σ_x — среднее квадратическое отклонение.

При наличии в исходном ряде периодического члена величина корреляционного отношения резко возрастает, что и свидетельствует о цикличности с данным периодом. Достоинством этой характеристики, как известно, является независимость ее от фазовых соотношений изучаемых циклов. Периодограммальный анализ был выполнен в Вычислительном центре Иркутского университета.

На рис. 1 представлены периодограммы для некоторых пунктов, взятых без каких-либо правил отбора. Верхняя кривая на этом рисунке показывает результаты той же обработки чисел Вольфа.

Рассмотрение рис. 1 показывает, что изменчивость числа гроз подчиняется весьма сложным закономерностям, причем характер этих закономерностей не является общим. Для большинства пунктов возможно выявить цикличность, кратную 3 годам. Особенно отчетливо такая цикличность проявляется для Свердловска. Для Киева хорошо обнаруживается ритмичность, кратная 4—5 годам. Коррелограмма по данным Иркутска свидетельствует о четкой цикличности, кратной 5 годам. В среднем для 25 станций периодограмма имеет вид плавной кривой с максимумами около 5, 10, 17 и 21 года. Отсутствие короткопериодных ритмов можно объяснить их нивелировкой при осреднении, так как их периоды весьма изменчивы. Монотонное возрастание корреляционного отношения связано с малым объемом исходных данных, используемых при выявлении длительных периодов.

В настоящее время трудно найти физическую основу для объяснения 3—5-летней цикличности, поэтому мы не будем останавливаться на ее обсуждении. Отметим лишь, что подобная картина наблюдается и для других метеорологических показателей.

Как показывают результаты периодограммального анализа, цикличность с периодом точно 10 лет наблюдается для небольшого числа пунктов. Однако если рассматривать период 9—13 лет, то цикличность внутри этого интервала наблюдается на всех без исключения станциях. На средней для всех пунктов периодограмме 10-летний цикл проявляется, хотя и не очень резко.

Для оценки реальности 10-летнего цикла нами дополнительно был применен метод О. А. Дроздова, изложенный в монографии Е. С. Рубинштейн и Л. Г. Полозовой [1]. В соответствии с этим методом по графикам хода годового числа дней с грозой и чисел Вольфа определяется сдвиг фаз между экстремумами 11-летних циклов солнечной и грозовой активности. Для устранения короткопериодных колебаний числа дней с грозой Вольфа было выполнено 5-летнее скользящее осреднение этих величин. При определении разности фаз рассматривались все кривые векового хода числа гроз, в которых обнаруживались колебания с цикличностью около 10—11 лет независимо от того, наблюдалась ли эта

периодичность в течение нескольких циклов подряд или нарушалась, а затем вновь восстанавливалась в той же фазе или противофазе.

Результаты статистической обработки данных приведены в табл. 2. Сдвиг фаз, выраженный здесь отрицательными величинами, означает число лет, на которые экстремумы в ходе гроз отстают от экстремумов солнечной активности: положительный сдвиг фаз означает опережение чисел Вольфа экстремумами гроз.

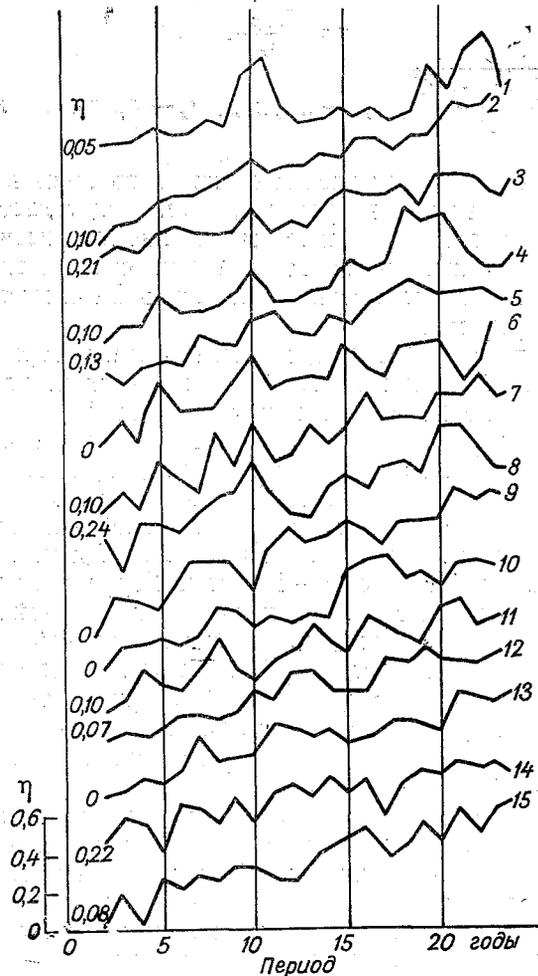


Рис. 1. Периодограммы годового числа гроз и чисел Вольфа.

1 — Числа Вольфа, 2 — средняя для 25 станций, 3 — Иркутск, 4 — Бабушкин, 5 — Троицкое, 6 — Красноярск, 7 — Ленинград, 8 — Бирючья Коса, 9 — Енисейск, 10 — Томск, 11 — Киев, 12 — Тбилиси, 13 — Одесса, 14 — Свердловск, 15 — Чердынь.

Цифры слева показывают начальную величину корреляционного отношения (η) для периода 2 года.

Как видно из табл. 2, в годы максимума наибольшую повторяемость (77%) имеет совпадение или опережение в пределах 3 лет, а в годы минимума чаще всего наблюдается сдвиг фаз ± 2 года (76%). Таким образом, статистически подтверждается реальность существования 10-летнего цикла.

Наличие 10-летней цикличности в многолетнем ходе числа гроз позволяет в качестве возможной причины, определяющей эту цикличность,

рассматривать солнечную активность. Вполне понятно, что нельзя ожидать четкой связи гроз с солнечной активностью, так как физический механизм этой связи исключительно сложен: изменения солнечной активности оказывают влияние на тропосферные процессы через крупномасштабные процессы циркуляции. Причем само это влияние носит характер акцептации барического поля под действием солнечной активности.

Таблица 2

Повторяемость сдвига фаз между колебаниями 5-летних скользящих средних чисел гроз и годовых чисел Вольфа

Сдвиг фаз	Максимум		Минимум		Сдвиг фаз	Максимум		Минимум	
	число случаев	%	число случаев	%		число случаев	%	число случаев	%
-6			1	1,0	2	17	15,2	9	8,8
-5	1	0,9	1	1,0	3	12	10,7	6	5,9
-4	2	1,8	2	2,0	4	5	4,4	5	4,9
-3	5	4,4	5	4,9	5	8	7,7	4	3,9
-2	7	6,2	9	8,8	6	3	2,7		
-1	8	7,7	20	19,6	>6	6	5,4		
0	25	21,3	30	29,4					
1	13	11,6	10	9,8	Сумма	112	100	102	100

Для выяснения связи числа гроз с солнечной активностью нами рассчитаны линейные коэффициенты корреляции (r) между числом дней с грозой в отдельных пунктах и числами Вольфа (табл. 3 и 4). В табл. 3 эти коэффициенты найдены для 15-летних периодов. В последнем столбце табл. 3 приведены коэффициенты корреляции для всего периода наблюдений. В среднем для большого периода наблюдений коэффициенты корреляции оказываются весьма низкими; 0,10—0,20 при погрешности $\pm 0,10$. В отдельные же периоды может наблюдаться довольно тесная прямая связь (период 1870—1899 гг., типичные коэффициенты корреляции 0,40—0,60 при ошибке около $\pm 0,20$), которая может исчез-

Таблица 3

Коэффициент корреляции числа дней с грозой с числами Вольфа

Пункт	Период, годы					
	1870—1884	1885—1899	1900—1914	1915—1929	1930—1944	1870—1944
Архангельск	0,35	-0,66	-0,12	0,06	0,40	0,01
Кемь	0,56	-0,08	0,26	0,44	0,74	0,17
Киев	0,42	0,65	0,10	-0,65	-0,14	0,12
Одесса	0,75	-0,23	-0,10	-0,14	-0,27	0
Томск	-0,53	0,30	0,76	-0,53	0,19	0,02
Барнаул	0,92	0,48	-0,01	-0,58	0,46	0,20
Иркутск	0,60	0,67	-0,30	-0,03	-0,69	0,05
Тбилиси	0,67	0,17	-0,03	-0,64	-0,02	0,03
Москва	0,29	0	0,60	0,74	-0,14	0,21
Свердловск	0,35	0,85	0,17	-0,04	0,77	0,25

Связь числа дней с грозой с числами Вольфа (коэффициенты корреляции и индексы информации для некоторых пунктов)

Пункт	Период наблюдений, годы	r	I	Пункт	Период наблюдений, годы	r	I
Троицкое	1914—1965	0,04	0,76	Верхотурье	1891—1950	0,19	0,73
Красноярск	1899—1965	0,21	0,70	Бабушкин	1898—1966	0,07	0,70
Братск	1902—1966	0,11	—	Томск	1891—1950	0,02	0,66
Туруханск	1900—1965	0,17	0,68	Барнаул	1870—1950	0,20	0,72
Ленинград	1891—1950	0,15	0,48	Киев	1870—1950	0,12	0,67
Енисейск	1913—1965	—0,16	0,72	Кемь	1870—1950	0,17	0,58
Сургут	1891—1950	0,17	0,70	Архангельск	1870—1950	0,01	0,62
Гудаури	1891—1958	0,21	—	Свердловск	1870—1950	0,25	0,68
Елатама	1891—1950	—0,10	0,75	Долинск	1908—1950	—0,34	0,50
Чердынъ	1891—1950	0,14	0,73	Мархотский пе- ревал	1894—1941	0,11	0,63
Пермь	1891—1950	—0,14	0,67				

нуть (период 1900—1914 гг.) или изменить знак на обратный (период 1915—1944 гг.). Подобное непостоянство связей во времени является типичным для гелиогеофизических аналогий [7—11 и др.].

В связи с тем, что коэффициент линейной корреляции характеризует лишь тесноту линейной связи и, кроме того, существенно зависит от случайных завышенных или заниженных данных, в настоящей работе использована более общая мера связи — индекс информации (I). Индекс нормированной информации определялся по следующей формуле [12]:

$$I = 1 - \frac{\sum_{j=1}^k N_{0j} \lg N_{0j} - \sum_{j=0}^k \sum_{l=1}^m n_{lj} \lg n_{lj}}{N \lg N - \sum_{l=1}^m N_{l0} \lg N_{l0}}$$

где N_{0j} — число повторений информации в столбцах матрицы;

n_{lj} — число одновременно встречающихся величин (чисел Вольфа и дней с грозой);

N_{l0} — число повторений в строках;

N — общее число случаев;

i, j — соответственно индексы суммирования по строкам и столбцам;

k — число столбцов, m — число строк.

Величина индекса информации может изменяться от нуля при отсутствии связи до единицы при функциональной связи.

В табл. 4 в качестве дополнительного доказательства связи между числом гроз и солнечной активностью приведены индексы информации для ряда станций. Как видно из этой таблицы, величины нормированной информации, содержащейся в годовых числах Вольфа по отношению к данным о числе гроз оказываются довольно высокими и составляют в среднем 0,8. Это обстоятельство также подтверждает реальность связи числа гроз с солнечной активностью.

Для того чтобы получить представление о характере изменения числа гроз в солнечном цикле, было выполнено приведение хода числа гроз к началу одного цикла. Основным результатом такого приведения оказалась четкая аналогия хода грозовой деятельности внутри солнеч-

ного цикла для ряда пунктов, находящихся в более или менее однородных физико-географических районах. Так, для станций Восточной Сибири получена хорошо выраженная обратная связь числа гроз с числами Вольфа. Такая же связь наблюдается для всех станций Кавказа и Предуралья. Прямая корреляция рассматриваемых показателей обнаруживается в районах Западной Сибири и на большей части ЕТС. Аналогичный характер связи выявлен З. П. Клейменовой [6] в результате обширного пространственного осреднения числа гроз.

Таким образом, результаты проведенной статистической обработки материалов позволяют считать реальной связь грозовой деятельности с солнечной активностью.

Синхронность изменения гроз в различных пунктах на ограниченной территории

При исследовании внутривековой изменчивости грозовой деятельности естественно рассмотреть вопрос о синхронности хода числа гроз в различных пунктах. Другими словами, представляется важным выявить масштабы районов, в которых грозовая деятельность определяется общими процессами.

Для решения этой задачи были найдены коэффициенты корреляции в ходе годового числа гроз между Иркутском и 53 станциями Прибайкалья за 30-летний период (1936—1966 гг.). В связи с влиянием рельефа местности на грозовую деятельность станции выбирались преимущественно для какого-либо одного направления и располагались по мере удаления от Иркутска. Очевидно, для изучения пространственной структуры годового числа гроз выбор «реперного» пункта не имеет принципиального значения.

Результаты расчета коэффициентов связи (r) показаны в табл. 5, где отмечено также расстояние станции от Иркутска (R). Таблица свидетельствует об исключительном многообразии коэффициентов корреляции. Затруднительно выделить какое-то направление, в котором наблюдалась бы лучшая синхронность в ходе гроз. Почти по всем направлениям, начиная с расстояния 200—300 км, коэффициент корреляции становится соизмеримым с погрешностью его расчета (типичное значение погрешности равно $\pm 0,10$). Наилучшая согласованность в ходе гроз отмечается между Иркутском и пунктами юго-восточного направления, преимущественно с пунктами на побережье оз. Байкал. В северо-западном направлении, несмотря на однородность рельефа, синхронность проявляется очень слабо. Зачастую, такая синхронность отсутствует даже на близких станциях. Так, коэффициент корреляции числа гроз между станциями Ук и Нижнеудинск (расстояние 20 км) равен лишь 0,41.

На рис. 2 изображена зависимость средних коэффициентов корреляции от расстояния. Этот график, по существу, выражающий простран-

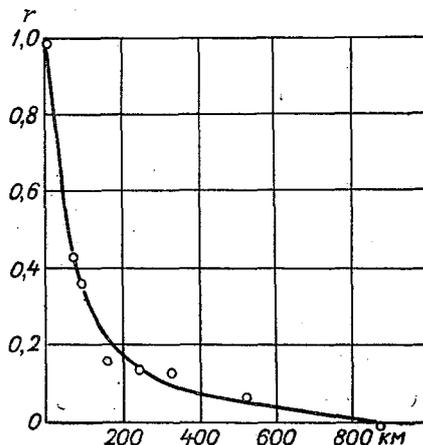


Рис. 2. Изменение коэффициента корреляции в ходе годового числа гроз с расстоянием между пунктами.

Коэффициент корреляции в ходе годового числа дней с грозой
между Иркутском и некоторыми пунктами Прибайкалья

Пункт	r	R км	Пункт	r	R км
Северо-западное направление			Жигалово	-0,02	280
Половина	0,33	100	Грузновка	0,18	320
Черемхово	-0,04	125	Орлинга	0,21	430
Инга	0,01	180	Усть-Куг	0,02	510
Залари	0,32	190	Марково	0,16	590
Зима	-0,05	240	Киренск	0,13	650
Тулюшка	0,27	310	Ербогачен	0,21	1020
Тулун	0,27	350	Западное направление		
Худоелань	0,21	400	Слюдянка	0,59	80
Нижнеудинск	-0,03	450	Тунка	0,33	130
Ук	0,02	470	Аршан	-0,24	130
Алзатай	-0,08	520	Монды	-0,09	300
Тайшет	0,20	570	Орлик	0,07	310
Красноярск	-0,13	830	Алыгджер	0,36	430
Северо-северо-западное направление			В. Гутара	-0,02	530
Бохан	0,28	100	Северо-восточное направление		
Балаганск	0,02	170	Баяндай	0,30	120
Распутино	-0,11	320	Ташкай	0,31	200
Братск	-0,09	460	Мироново	-0,31	750
Илимск	0,22	480	Мама	0,05	850
Червянка	-0,15	650	Бодайбо	-0,25	880
Невон	-0,17	650	Перевоз	0,06	1080
Троицкое	0,10	820	Юго-восточное направление		
Енисейск	0,03	960	Б. Голоустное	0,48	80
Туруханск	-0,17	1750	Выдрино	0,44	100
Северное направление			Танхой	0,40	100
Усть-Орда	0,22	80	Хамар-Дабан	0,27	100
Качуг	0,34	210	Бабушкин	0,46	130
Знаменка	0,32	270			

венную корреляционную функцию, построен в результате осреднения данных табл. 5. Параллелизм в ходе числа гроз наблюдается лишь до расстояний порядка 200—300 км. В пунктах, удаленных один от другого на большие расстояния, грозовая деятельность изменяется независимо от расстояния. Существование столь малых масштабов районов синхронных изменений гроз можно объяснить двумя обстоятельствами. Во-первых, несовершенством визуальных наблюдений за числом гроз. Действительно, гроза фиксируется наблюдателем на расстоянии не более 15—20 км. При относительно малой вероятности грозы фактор случайности ее появления очень велик. Поэтому завышенное или заниженное число гроз в данном пункте в отдельные годы может быть случайным, а не является

следствием общего усиления грозовой деятельности в районе наблюдений.

Во-вторых, низкая корреляция числа гроз в сравнительно близких пунктах может быть связана с внутримассовыми грозами, так как фронтальные грозы определяются процессами более крупного масштаба.

ЛИТЕРАТУРА

1. Рубинштейн Е. С., Полозова Л. Т. Современное изменение климата. Гидрометеоздат. Л., 1966.
2. Архипова Е. П. Карты географического распределения числа дней с грозой на территории СССР. Труды ГГО, вып. 74, 1957.
3. Труды ВНИИЭ, т. XIX, 1964.
4. Кутявин В. А. Отклонение грозовой активности от средних климатологических норм. Труды ГГО, вып. 177, 1965.
5. Смирнов А. О., Дунин-Барковский И. В. Курс теории вероятностей и математической статистики. Изд-во «Наука», М., 1965.
6. Клейменова З. П. Об изменении грозовой активности в солнечном цикле. Метеорология и гидрология, № 8, 1967.
7. Вительс Л. А. К вопросу о связи осадков с солнечной активностью. Бюлл. Комис. по исслед. Солнца, № 7, 1951.
8. Вительс Л. А. О возможной причине солнечно-атмосферных связей. Метеорология и гидрология, № 7, 1960.
9. Визе Ю. В. Колебания солнечной активности и ледовости арктических морей. Докл. юб. сессии АНИИ. Изд-во Главсевморпути, 1945.
10. Дроздов О. А. Анализ статистических гелиоклиматических связей. Труды ВММС, т. IV, 1962.
11. Покровская Т. В. О 2-летней цикличности в ходе метеорологических явлений. Труды ГГО, вып. 89, 1959.
12. Буз А. И. Применение некоторых статистик к анализу и прогнозу метеорологических явлений. Вопросы метеорологии, агрометеорологии и гидрологии. Гидрометеоздат, М., 1965.

И. М. ИМЯНИТОВ

К ВОПРОСУ ОБ ЭЛЕКТРИЗАЦИИ ОБЛАЧНЫХ ЧАСТИЦ ПОСЛЕ РАЗРЫВА КОНТАКТА МЕЖДУ НИМИ

Введение

Исследования макроэлектрических свойств облаков показали, что облака как слоистых форм всех видов [1], так и мощные кучевые облака [2] могут быть поляризованы как положительно, так и отрицательно. Измерение зарядов отдельных частиц в облаках слоистых форм и мощных кучевых облаках [3] дали неожиданно большие величины зарядов частиц: в среднем заряд (q) на частицах оказался равным $q = (10 \div 20) r$ эл. зар., где r — радиус частицы в микронах. Таким образом, в объеме 1 см^3 облака на частицах находится не менее 10^3 — 10^4 эл. зар. обоих знаков. Если учесть, что на капли могут попадать как положительные, так и отрицательные ионы, то для захвата такого количества потребовалось бы 5—10 часов [15], [16] (порядок величины времени одинаков и в случае, когда капли захватывают ионы только из объема «невентилируемого» облака, и когда облако действует как фильтр, захватывая ионы из прошедшего через него воздуха). Оба отмеченных эффекта — возможность двузначной поляризации всех видов облаков и большие величины зарядов на каплях — приводят к мысли, что в ряде случаев зарядение облаков связано в большей степени с обменом зарядами между их частицами, нежели с захватом ионов из воздуха. К этому же предположению приводит эффект, указанный в [1]: облака всех видов, даже слоистые, могут оказаться генераторами электрических зарядов.

Передача зарядов от частицы к частице может происходить благодаря трем основным физическим процессам: баллоэффекту, контакту и разделению частиц в электрическом поле и контакту и разделению частиц с различными химическими потенциалами. В отличие от феноменологической классификации процессов электризации (см., например, [4], [5]) физическая классификация позволяет весьма упростить изучение явления электризации частиц. Не останавливаясь на первых двух эффектах, поскольку первый из них проявляется заметно только в облаках с крупными частицами, а второй в тех случаях, когда электрическое поле весьма значительно, рассмотрим третий механизм в его простейшем виде, а также возможности его проявления в облаках.

§ 1. Зарядение капель и градин за счет контактной разности потенциалов в монодисперсном потоке частиц

Весьма интенсивная электризация может возникнуть при падении капли или градины через облако, состоящее из более мелких частиц. В работе [6] было показано, что если плоские маленькие подобные части-

цы касаются большого шара и отрываются от него, то равновесный потенциал V , приобретаемый шаром, равен

$$V = V_k \frac{R}{\delta}, \quad (1)$$

где R — радиус шара, V_k — контактная разность потенциалов между шаром и частицами, δ — расстояние между телом и частицей в момент отрыва последней, на котором прекращается обмен зарядами между ними.

Величина δ зависит от давления и состава газа, зарядов тел, напряженности внешнего электрического поля, материала и состояния поверхностей обоих тел и может меняться в атмосферных условиях в пределах 10^{-7} — 10^{-6} см, не превосходя верхнего предела при малых зарядах и слабых полях. В общем случае $V_k = V_1 - V_2 - (U_1 + U_2)$, где V_1 и V_2 — работа выхода из материалов шара и частицы, а U_1 и U_2 — соответственно падение потенциалов внутри тела и частицы в месте контакта; U_1 и U_2 определяются глубиной проникновения поля внутрь тел и зависят от величины концентрации носителей тока в соответственных телах [7]. Для металлов $V_k = V_1 - V_2$. В том случае если электропроводность тела поддерживается не электронами, а ионами, то вместо разности работ выхода электронов V_k будет обозначать разность работ выхода соответствующих ионов. В общем случае вместо V_k должна стоять разность соответствующих значений химического потенциала.

Равновесное значение потенциала, даваемое формулой (1), достигается при равенстве заряда, отдаваемого отрывающейся частицей за счет контактной разности потенциалов, заряду, уносимому ею за счет отрыва от заряженного шара. Даже капли микронных размеров могут заряжаться за счет рассмотренного механизма до пробойных потенциалов. Рассмотрим динамику действия этого механизма для более реального случая.

Пусть проводящая сфера радиуса R попадает в монодисперсный однородный поток частиц радиусом r и концентрацией n , движущихся по параллельным траекториям со скоростью W . Пусть частицы либо упруго отскакивают от сферы после столкновения с ней, либо проходят на расстояниях, меньших δ от сферы. Допустим также, что контактная разность потенциалов на границе раздела частицы и тела равна V_k . Положим, что эффективная проводимость среды, в которой находится тело, равна λ_0 .

Уравнение заряжения нашего шара можно представить в виде

$$\frac{dQ}{dt} = I_3 - (I_{p_1} + I_{p_2}), \quad (2)$$

где Q — заряд шара; I_3 — ток, его заряжающий, а I_{p_1} и I_{p_2} — токи, разряжающие шар.

Ток зарядки в соответствии с [6]

$$I_3 = k_1 n W S C_{1,2} V_k \left(1 - e^{-\frac{\Delta t}{\tau_k}}\right), \quad (3)$$

где S — площадь поперечного сечения шара; $C_{1,2}$ — взаимная емкость шара и частицы в момент отрыва частицы; Δt — время контакта; τ_k — время релаксации заряда частицы; k_1 — коэффициент, показывающий, какая доля потока частиц nWS попадает на поверхность шара.

Коэффициент k_1 зависит от скорости потока и радиуса тела (или его геометрии), вязкости воздуха и размеров и массы частиц (см., например, [8]). Кроме того, с помощью этого коэффициента учитывается, что частицы,

попавшие под разными углами к поверхности сферы; могут приобрести разные заряды.

Рассмотрим подробнее отдельные сомножители, входящие в (3).

Значение емкости C_{12} может быть рассчитано при решении задачи взаимодействия двух сфер, одна из которых заземлена, а другая имеет единичный заряд, при учете действия изображений зарядов соответствующих порядков (см., например, В. Смайт [9]).

Обозначая $\text{sh } \alpha = \frac{D^2 - R^2 - r^2}{2Rr}$, где D — расстояние между центрами частиц, в соответствии с [9] можно получить соотношение

$$C_{12} = -\frac{\varepsilon rR}{D} \text{sh } \alpha \sum_{n=1}^{n=\infty} \text{csch}(n\alpha). \quad (4)$$

Скорость убывания этого ряда существенно зависит от расстояния между обоими телами и резко уменьшается по мере сближения тел, по мере того как $\frac{r+R}{D} \rightarrow 1$. В формулу (3) входит значение емкости в момент, когда электрический контакт между телами нарушен и дальнейший обмен зарядами между ними невозможен. Как указывалось выше, этот разрыв контакта наступает при $D - (R+r) > (10^{-6} \div 10^{-7})$ см.

Надо иметь в виду, что для $R \gg r$ и $r \gg \delta = D - (R+r)$ полная емкость C_n между сферами, как следует из соотношений, приводимых в [11].

$$C_n = \frac{C_{11} C_{22} - C_{12}^2}{C_{11} + C_{22} - 2C_{12}} \approx C_{12}.$$

Для оценки величины C_{12} при указанных соотношениях можно воспользоваться формулой Рассела [11]

$$-C_{12} = \frac{\varepsilon Rr}{R+r} \left[C + \frac{1}{2} \ln \frac{2Rr}{(R+r)\delta} \right],$$

где $C=0,577$ — число Эйлера, а $\delta = D - (R+r)$. Так как $R \gg r$, формула может быть представлена в виде

$$-C_{12} \approx \varepsilon r \left(0,58 + \frac{1}{2} \ln \frac{2r}{\delta} \right).$$

Для частиц с радиусом $r=10^{-4} \div 10^{-2}$ см и для $\delta=10^{-6} \div 10^{-7}$ см последнее уравнение может быть упрощено

$$C_{12} \approx Ar. \quad (5)$$

Значения коэффициента A для указанных крайних размеров частиц и расстояний отрыва лежат в интервале 3—8. С достаточной степенью точности можно принять $A=5$. Дальнейшее уточнение является иллюзорным и потому, что капля при отрыве от тела не сферична, и потому, что ряд сомножителей, входящих в формулу (3), оценивается с меньшей точностью.

Величина передаваемого капле заряда зависит в первую очередь от времени контакта, проводимости и диэлектрической проницаемости капли. Время соударения капли с поверхностью не меньше во всяком случае Δt , где $\Delta t \sim \frac{r}{W}$. Удельное сопротивление воды в облаках $\sim 10^4$ ом/см, следовательно, $\tau_k \sim 10^{-7}$ сек. При скорости $W \leq 10$ м/сек. время контакта Δt оказывается сравнимым со временем релаксации τ_k заряда капли радиусом $\sim 10^{-3}$ см и даже превосходящим его, поэтому можно ожидать, что сомножитель $\left(1 - e^{-\frac{\Delta t}{\tau_k}}\right)$ в формуле (3) может быть только

немного меньшим единицы, причем его величина слабо меняется со скоростью и действительно, как показали опыты Кейли и Миллена [10] с каплями диаметром от 2 до 60 мк, заряжающимися при ударе о металлическую пластинку, не отмечается зависимость заряда, приобретаемого каплей, от ее скорости вплоть до скоростей, близких к звуковым. Поэтому можно полагать, что фактическое время соударения даже больше оценоч-

ного, и в дальнейшем мы будем считать $\left(1 - e^{-\frac{\Delta t}{\tau_k}}\right) \approx 1$.

Для оценки коэффициента k_1 можно, используя схему расчета, приводимую Н. А. Фуксом [8], получить, что со сферами радиусом 10^{-2} см со скоростью движения ~ 70 см/сек. сталкиваются практически все частицы радиусом больше 10 мк, находящиеся на пути сферы. Коэффициент столкновения $\gamma_{10} \approx 1$ (для капель радиусом 5 мк $\gamma_5 \approx 0,8$; для $r=1$ мк $\gamma_1 \approx 1,5 \cdot 10^{-2}$). Коэффициент $k_1 = \gamma k_q$, где коэффициент k_q характеризует зависимость приобретаемого заряда от угла падения частиц и подлежит дальнейшему исследованию.

Токи разрядки I_p в формуле (2) могут быть представлены в виде тока, создаваемого коллекторным действием частиц I_{p_1} , и токов эффективной проводимости I_{p_2} . Ток коллекторного действия, т. е. ток, создаваемый частицами, отлетающими от заряженной сферы,

$$I_{p_1} = k_2 n W S p Q \left(1 - e^{-\frac{\Delta t}{\tau_k}}\right), \quad (6)$$

где обозначения соответствуют принятым в (3); Q — заряд тела; p — коэффициент, показывающий, как связан заряд q на сферической частице, соприкасающейся с заряженной сферой, с зарядом сферы Q ; k_2 — коэффициент, показывающий, какая доля потока частиц nWS попадает на поверхность шара и отрывается от него; в первом приближении $k_2 = k_1$.

Если две проводящие сферы радиусами r и R соприкасаются, потенциал их V одинаков, и если $R \gg r$, то заряд, находящийся на малой сфере (предполагая, что малая сфера не была вначале заряжена), будет равен (см., например [9])

$$q = pQ = \frac{\epsilon \pi^2 r^2}{6(R+r)^2} Q \left(1 - e^{-\frac{\Delta t}{\tau_k}}\right)$$

или приближенно

$$q = pQ = \frac{1,5}{R^2} r^2 Q = \frac{1,5}{R} r^2 V. \quad (7)$$

Если предположить, что ток разряда сводится к току I_p , то, приравняв (3) и (6), можно получить, что условия равновесия в рассматриваемом случае достигаются при потенциале шара V :

$$V = \frac{k_1}{k_2} \frac{AR}{1,5r} V_k. \quad (8)$$

Полагая $\frac{k_1}{k_2} \approx 1$ и $\frac{A}{1,5} \approx 3$, получаем зависимость

$$V = 3 \frac{R}{r} V_k. \quad (9)$$

Сравнивая (1) и (9), можно увидеть, что отличие (9) от (1) сводится к замене δ на $\frac{r}{3}$.

Ток проводимости I_{p_2} равен

$$I_{p_2} = 4 \pi \frac{\lambda_0}{\epsilon} Q, \quad (10)$$

где λ_0 — проводимость атмосферы, а в общем случае ионизованного пространства вблизи капли; ϵ — диэлектрическая проницаемость атмосферы.

Если коронирование около тела не началось, то, подставляя в формулу (2) значения входящих в нее величин из формул (3), (6), (10), можно получить исходное уравнение для вычисления заряда, приобретаемого телом в монодисперсном потоке частиц,

$$\frac{dQ}{dt} = k_1 n W S A r V_k - \left(k_2 n W S \frac{1,5 r^2}{R^2} + 4 \pi \frac{\lambda_0}{\epsilon} \right) Q. \quad (11)$$

Если предположить, что в момент $t=0$ заряд $Q=0$, то, полагая $k_1=k_2=k$, решение (11) можно переписать в следующем виде:

$$Q = \frac{k n W S A r V_k}{1,5 k n W S \frac{r^2}{R^2} + 4 \pi \frac{\lambda_0}{\epsilon}} \left[1 - e^{-\left(1,5 k n W S \frac{r^2}{R^2} + 4 \pi \frac{\lambda_0}{\epsilon} \right) t} \right] \quad (12)$$

или

$$Q = k n W S A r V_k \tau \left(1 - e^{-\frac{t}{\tau}} \right), \quad (13)$$

где

$$\tau = \frac{1}{1,5 \pi k n W r^2 + 4 \pi \frac{\lambda_0}{\epsilon}}. \quad (14)$$

Очевидно, что предельный потенциал шара $V_\infty = \frac{Q_\infty}{R}$ в этом случае меньше значения, следующего из формулы (8) за счет токов разрядки, связанных с проводимостью λ_0 .

Формула (12) позволяет оценить влияние водности потока и степени дисперсии капель на величину равновесного заряда. Если кажущаяся проводимость, связанная с отрывом капель, много больше проводимости атмосферы, то равновесный заряд $Q_\infty \sim \frac{1}{r}$ т. е. изменения водности на величине равновесного заряда должны сказываться только в той мере, в какой от них зависит r . С уменьшением размера капель электризация должна возрастать. Если проводимость атмосферы много больше коллекторной, равновесный заряд $Q_\infty \sim nr$. В этом случае если размер капель при увеличении водности не меняется, то с ростом водности должен линейно возрастать равновесный заряд; если же при неизменной водности меняется радиус капель, то равновесный заряд растет как $Q_\infty \sim \frac{1}{r^2}$.

Оценим время релаксации, связанное с коллекторным действием частиц. Пусть $n=10^2 \text{ см}^{-3}$, $R=10^{-2} \text{ см}$, $W=70 \text{ см/сек}$. и $r=5 \cdot 10^{-4} \text{ см}$ — числа, характерные для облачных и дождевых капель; тогда $\tau \approx 100 \text{ сек}$, т. е. за это время капля осадков, находящаяся в облаке, зарядилась бы рассмотренным механизмом до потенциала, равного 0,67 от равновесного потенциала. Из сравнения полученного времени со временем релаксации в негрозящем облаке за счет проводимости атмосферы следует, что влиянием утечек за счет проводимости, вплоть до весьма больших высот, можно пренебречь. λ_0 заметно сказывается на скорости заряжения только в тех случаях, когда около тела возникает повышенная ионизация.

Время релаксации τ для данной дождевой капли, пока оно опреде-

ляется коллекторным действием, будет изменяться как $\frac{1}{nr^2}$, т. е. при увеличении концентрации и радиуса частиц τ будет уменьшаться. Если водность при этом остается неизменной, то $\tau \sim r$. Для полидисперсного облака соотношения (12) — (14) будут несколько видоизменены и вместо контактной разности потенциалов, радиусов, концентрации, скоростей войдут либо их средние значения, либо соответствующие суммы, но общий характер соотношений не изменится. Ради краткости мы опустим уравнение для полидисперсной среды.

§ 2. Оценка эффективности заряжения капель и градин в потоках частиц

Три вопроса возникают при оценке эффективности проявления в облаках рассмотренного механизма статической электризации.

1. Какова величина контактной разности потенциалов между отдельными частицами облаков?

2. Возможны ли столкновения частиц, не приводящие к их слиянию?

3. Насколько коллективные эффекты, возникающие в облаках, могут сказаться на приведенных выше оценках заряжения, получаемых для одной частицы-мишени?

Зависимость разности работ выхода ионов V_k из двух растворов от концентраций ионов в них дается соотношением [12]

$$V_k = 2 \frac{\omega_1}{\omega_1 + \omega_2} \cdot \frac{RT}{zF} \ln \frac{a_1}{a_2}, \quad (15)$$

где ω_1 и ω_2 — подвижности катионов и анионов; R — газовая постоянная; T — абсолютная температура; z — число зарядов иона; F — молекулярный вес вещества; a_1 и a_2 — соответственные концентрации ионов в обоих растворах.

В настоящее время нет исчерпывающих данных о связи концентрации примесей в облачной воде с размерами капель. Качественное представление об этой связи дает кривая на рис. 1 [13], показывающая содержание хлора в каплях разного радиуса. При построении кривой авторы [13] использовали сводные данные, полученные в разных исследованиях. Сведений о содержании примесей в каплях разных размеров в данном облаке, насколько нам известно, пока нет. Если воспользоваться данными рис. 1 и формулой (15), то можно предположить, что у капель разных размеров разность работ выхода может достигать 50 мв. Если грубо разделить капли на три группы: очень маленькие облачные (1—3 мк), средние облачные (5—30 мк) и дождевые, то разность работ выхода из этих групп не менее 20—30 мв. В реальном облаке с его неоднородным химическим составом при действии указанного механизма возможно, конечно, появление больших и маленьких капель, несущих как положительные, так и отрицательные заряды, но все же должен наблюдаться преимуще-

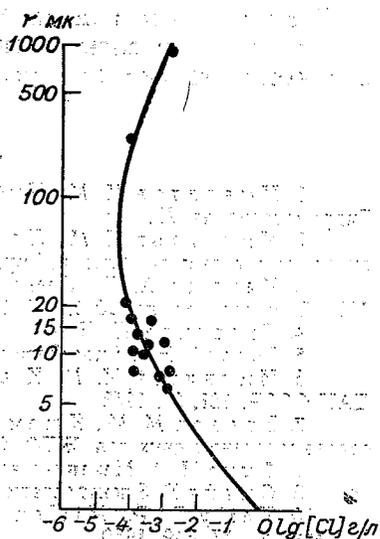


Рис. 1. Изменение концентрации хлора с изменением радиуса (r) капель [14].

ственный заряд у капель данной группы. На определенной стадии роста облака гравитационная коагуляция может привести к дополнительному росту зарядов на увеличивающихся каплях. Изменение химического состава капель, например переход от «щелочного облака» к «кислотному» может привести к изменению знака поляризации облака в целом.

Известно, что в области размеров запрета коагуляции облачных частиц (см., например [13]) и при столкновении незаряженных более крупных дождевых капель в отсутствие электрического поля [14] вероятность слияния сближающихся капель невелика. В этих случаях капли после столкновения будут расходиться заряженными.

Капля, радиусом, скажем, 100 мк, падающая через облако микронных частиц, зарядится до предельного потенциала 5 в (около $3 \cdot 10^5$ эл. зар.) за время около 300 сек. Рассмотренный весьма мощный механизм электризации объясняет и причины заряжения капель в слоисто-дождевых облаках, и линейную зависимость потенциала крупных капель от их радиуса, и наличие при зарядах обоих знаков на каплях преимущественного заряда капель в объеме [15]. В еще большей степени должны заряжаться частицы в смешанных облаках, в которых разность работ выхода частиц различных фаз может достигать ~ 1 эв. Равновесное значение потенциала электризации тающих градин может в соответствии с формулой (11) достигать потенциала тысяч вольт. Таким образом, рассмотренный эффект может играть заметную роль и в ливневых, и грозовых облаках.

На скорости заряжения частиц может заметно сказаться встреча крупных частиц с уже заряженными в предыдущих столкновениях мелкими каплями, однако элементарные оценки показывают малую вероятность такого события. Иными словами, оценки заряжения, проводимые для отдельных капель-мишеней, будут справедливы и для облака в целом.

Возможно, что и механизм электризации, рассматриваемый Мейсоном, и механизм электризации, предложенный Воркманом и Рейнольдсом, несут в своей основе рассмотренный механизм.

ЛИТЕРАТУРА

1. Имянитов И. М., Чубарина Е. В. Электричество свободной атмосферы. Гидрометеоздат, Л., 1965.
2. Имянитов И. М., Лободин Т. В. Исследование электрической структуры ливневых и грозовых облаков. Труды ГГО, вып. 136, 1962.
3. Кацыка А. П. Электрические заряды капель облаков и туманов. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 1, 162, 1961.
4. Тверской П. Н. Атмосферное электричество. Гидрометеоздат, Л., 1949.
5. Israel H. Atmosphärische Elektrizität. Leipzig, Bd 1, 2, 1957, 1961.
6. Имянитов И. М. К вопросу о механизме электростатического заряжения. ДАН СССР, 121, 93, 1958.
7. Бредов М. М., Кшемьянская И. З. Электризация, обнаруживаемая после соприкосновения двух тел. ЖТФ, 27, 951, 1957.
8. Фукс Н. А. Механика аэрозолей. АН СССР, М., 1955.
9. Смайт В. Электростатика и электродинамика. Изд-во иностр. лит., М., 1954.
10. Keily D. P., Millen S. G. An airborne cloud-drop-size distribution meter. J. Meteorol., 17, 349, 1960.
11. Russell A. The coefficients of capacity and mutual attractions or repulsions of two electrified conductors when close together. Proc. Roy. Soc. (A), 92, 524, 1909.
12. Измайлов Н. А. Электрохимия растворов. Изд-во Харьковского университета, 1959.
13. Боровиков А. М. и др. Физика облаков. Под ред. А. Х. Хргиана. Гидрометеоздат, Л., 1961.
14. Goyer G. a. oth. Effects of electric fields on water droplets coalescence. J. Meteorol., 17, 442, 1960.
15. Мордовина Л. С. О заряжении облачных частиц. См. наст. сб.
16. Имянитов И. М., Чуваев А. П. К вопросу об основных процессах, ведущих к электризации в грозовых облаках. Труды ГГО, вып. 67, 1957.

К МЕТОДИКЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВРЕМЕН РЕЛАКСАЦИИ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ ГРОЗОВЫХ ОБЛАКОВ ПОСЛЕ УДАРА МОЛНИИ

Как было предположено в работе [1], восстановление электрического поля грозового облака после разряда происходит по экспоненциальному закону из-за прямой зависимости токов диссипации зарядов грозового облака от величины электрического поля в облаке. Время восстановления градиента потенциала электрического поля τ определяется эффективной проводимостью грозового облака, которая, по мнению И. М. Имяникова [1], является функцией электрической и турбулентной проводимости облака, обеспечивающей смешение разделяемых зарядов. Таким образом, измерения времен релаксации в перспективе открывают возможность дистанционного определения таких трудно измеримых параметров грозового облака, как электрическая проводимость и коэффициент турбулентности. В дальней перспективе возможно использование этих параметров в прогнозе гроз. В теоретическом плане к интерпретации кривых восстановления пытаются уже продолжительное время подойти Фрайер [2—5].

В Отделе атмосферного электричества ГГО накопилось много данных самолетных измерений кратковременных изменений градиента потенциала электрического поля при ударах молний. Видимо, этот материал будет пополняться. Возможно, что вследствие определенного интереса к временам восстановления электрического поля грозового облака после разрядов подобный материал появится и за рубежом. С целью однородного анализа всей совокупности данных представляется полезным рассмотреть методические вопросы обработки самолетных осциллограмм кривых восстановления градиента потенциала электрического поля.

Непосредственно измеряемые изменения градиента потенциала электрического поля у поверхности самолета, находящегося вблизи от облака (о методике измерений см. в [6]), складываются под влиянием изменения электрических зарядов внутри активной части облака во времени, изменения заряда самолета, объемного заряда в граничном слое облака — атмосфера и регистрируемой величины градиента потенциала электрического поля атмосферы из-за перемещения самолета. Нам надлежит выделить влияние только первого из указанных факторов.

Большой электрический заряд (до $2 \cdot 10^6$ э.с.е.), приобретаемый самолетом в облаках, к тому же быстро меняющийся, препятствует четкому выделению кривых релаксации электрического поля, поэтому данные измерений градиента потенциала электрического поля у поверхности самолета в облаках не используются для изучения кривых релаксации.

Однако и при полетах в окрестности грозового облака при наличии составляющих градиента потенциала, направленных вдоль фюзеляжа, самолет ТУ-104, на котором производились измерения, приобретал заряд до $(1 \div 2) \cdot 10^5$ э.с.е.

Механизм заряжения состоит в следующем. Самолет поляризуется в электрическом поле атмосферы, причем благодаря его значительным линейным размерам, напряженность электрического поля в районе определенных участков поверхности самолета может оказаться достаточно большой, чтобы началось истечение заряда с этих участков. Наиболее вероятные области истечения — струя реактивных двигателей самолета и разрядники [7]. Они расположены не симметрично относительно поперечной электрической нейтрали самолета, и именно вследствие этого самолет может приобрести электрический заряд, величина и знак которого при заданных конструкции и параметрах работы двигателя зависят от величины и знака горизонтальной составляющей электрического поля атмосферы, направленной вдоль фюзеляжа.

Время релаксации заряда самолета и соответственно поля, им создаваемого, составляет несколько секунд, т. е. близко к величине времени релаксации электрического поля грозового облака. Поэтому необходимо исключение вариаций заряда самолета при обработке осциллограмм изменений градиента потенциала электрического поля у поверхности самолета после грозовых разрядов. Общая методика расчета градиента потенциала электрического поля атмосферы с учетом заряда самолета описана в [6, 7].

Нами рассчитывались значения вертикальной составляющей градиента потенциала для разных моментов времени t , начиная с момента t_0 , непосредственно предшествующего моменту, когда градиент потенциала имеет значение E_0 . Если из полученных значений E_t вычесть начальный уровень E_0 , можно получить вариацию градиента потенциала ΔE_t , обусловленную разрядом молнии, без учета изменений E , связанных с перемещением самолета относительно облака. Последнее обстоятельство может вносить погрешности в определение времен релаксации. Во избежание подобных ошибок следует экстраполировать или интерполировать ход фонового поля E_ϕ от момента начала разряда и находить разность

$$E_p = E_n(t) - E_\phi(t), \quad (1)$$

где E_n и E_ϕ — наблюдаемое и фоновое экстраполированные значения градиента потенциала.

Практически при расчете кривых релаксации вертикальной составляющей градиента потенциала на первичных осциллограммах производилась экстраполяция или интерполяция хода кривых записи показаний верхнего и нижнего датчиков от момента t_0 . От этих предполагаемых кривых, как от нулевых линий, отсчитывались ординаты фактических кривых записи показаний датчиков в различные моменты времени: B_t для верхнего датчика и H_t для нижнего. По формуле $E_p = AB_t - BH_t$, где A и B — коэффициенты, определяемые на основе моделирования, рассчитывалась вертикальная составляющая градиента, обусловленная только влиянием разряда. Такой прием кажется правомерным. Действительно, изменение вертикальной составляющей градиента потенциала, обусловленное разрядом, в определенный момент времени определяется формулой (1). Если B_0 и H_0 — ординаты нулевых линий для верхнего и нижнего датчиков соответственно, то

$$\left. \begin{aligned} E_n &= A(B_n - B_0) - B(H_n - H_0), \\ E_\phi &= A(B_\phi - B_0) - B(H_\phi - H_0). \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

Подставляя (2) в (1), получим

$$E_p = A(B_n - B_\phi) - B(H_n - H_\phi).$$

Экстраполяция или интерполяция обычно не вызывает затруднений, поскольку опыт показывает, что при изменении расстояния от центра облака E , как правило, меняется монотонно. Однако вблизи оси облачного диполя, где E может изменяться довольно быстро, экстраполяция часто вызывает затруднения. К таким случаям следует подходить с осторожностью.

Длительность экстраполированного или интерполированного промежутка обычно не превышает 10 сек.

Остановимся теперь на возможном влиянии заряда, расположенного в верхней пограничной области облака — атмосфера, который создается током проводимости, пропорциональным величине поля облачного диполя и противоположен по знаку верхнему заряду диполя.

Хотя область расположения, величина и плотность этого заряда остаются до сих пор неизученными, факт его существования над облаком был экспериментально подтвержден в работе [8]. Время релаксации экранирующего заряда порядка десятка секунд (при высоте расположения около 10 км).

Можно ожидать, что при измерении вариаций поля в районе вершин грозových облаков изменение экранирующего заряда повлияет на характер восстановления поля после ударов молнии. Степень этого влияния и соответственно вид кривой восстановления, возможно, будут зависеть от положения относительно облака точки, в которой производятся измерения. Однако для окончательного суждения необходим анализ экспериментальных данных.

Просмотр более чем 350 кривых релаксации градиента потенциала электрического поля атмосферы, полученных при полетах в окрестности грозového облака в разное время и при разных условиях, показал, что существует три типа кривых восстановления, рассчитанных по вертикальной составляющей градиента потенциала.

Тип 1. К нему относятся кривые с быстрым изменением градиента потенциала ΔE и последующим восстановлением градиента при времени релаксации в большинстве случаев 2—8 сек. (рис. 1 а).

Промежуток времени Δt_0 от начала разряда до точки максимума $\Delta E_{\text{макс}}$ составляет для разрядов этого типа в большинстве случаев 0,2—1 сек. Особенностью кривых этого типа является то, что времена релаксации, рассчитанные по всем трем составляющим градиента потенциала, практически совпадают.

Тип 2. Для кривых этого типа характерно сначала быстрое, а затем медленное изменение ΔE , так что момент наступления максимума $\Delta E_{\text{макс}}$ затягивается до 1,5—2,5 сек., иногда до 4—5 сек. (рис. 1 б). Время релаксации, рассчитанное по начальному участку кривой восстановления,

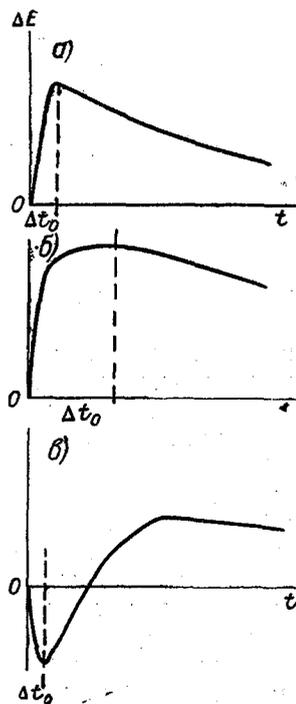


Рис. 1. Основные типы кривых восстановления электрического поля после ударов молнии, наблюдаемых вблизи вершин грозových облаков.

а — тип 1, б — тип 2, в — тип 3.

следующему непосредственно за моментом достижения максимальной амплитуды разряда $\Delta E_{\text{макс}}$, для кривых этого типа обычно превышает 10 сек., а иногда достигает 20—30 сек.

Тип 3. К нему относятся кривые с быстрым изменением ΔE ($\Delta t_0 = 0,2-0,4$ сек.), быстрым восстановлением поля до прежних значений ($\tau = 0,2 \div 1$ сек.), переходом кривой через 0, нарастанием (по абсолютной величине) значений ΔE с последующим очень медленным восстановлением поля (рис. 1 в). Время релаксации в этом случае порядка 10 сек.

При полетах над облаком встречаются кривые всех трех типов, при полетах сбоку ниже вершины облака и под нижней кромкой наковальни — в основном кривые типа 1 и изредка типа 2.

Вероятность встречи кривых разного типа (в процентах) характеризуется данными табл. 1.

Таблица 1

Район наблюдений	Вероятность в % по типам			Всего случаев
	1	2	3	
Над облаком	70	10	20	246
Сбоку ниже вершины	97	3		63
Под наковальной	97	3		64
Число случаев	295	29	49	373

Несколько слов об отборе результатов измерений. Из всей совокупности резких изменений градиента потенциала не обрабатывались небольшие изменения, когда невозможно было достаточно точно проследить ход изменения градиента; изменения, когда на скачок градиента, обусловленный одним разрядом, накладывался другой; изменения, когда невозможно было экстраполировать ход фонового поля во времени. Таким образом было обработано около 40% случаев наблюдений изменения градиента потенциала.

Вероятность появления кривых восстановления типа 1 велика. Они наблюдались при любом положении самолета относительно вершины и, видимо, являются отражением процессов, происходящих внутри активной части облака. В пользу этого утверждения говорит и факт практического совпадения τ , рассчитанных по всем трем составляющим.

Рассмотрим тип 3 кривых восстановления. Поскольку кривые этого типа, согласно табл. 1, были получены только при обработке результатов измерений градиента потенциала над вершинами облаков, логично предположить, что их основные особенности обусловлены влиянием экранирующего заряда, расположенного между точкой наблюдения и верхним зарядом облачного диполя. То же самое можно сказать и по поводу кривых восстановления типа 2.

Даже с привлечением экранирующего заряда объяснение кривых восстановления типа 2 и 3 неоднозначно. Поэтому нет смысла предлагать качественное объяснение кривых, а следует лишь указать, что при интерпретации кривых восстановления градиента потенциала после грозовых разрядов к кривым типа 2 и 3 следует подходить с осторожностью, полагая, что их форма определяется влиянием нескольких процессов. Вместе с тем следует более детально изучить такие кривые, так как, возможно, что именно в них заложена информация о верхнем экранирующем заряде.

Времена релаксации для кривых типа 3, рассчитанные по вариациям E , резко отличаются друг от друга. Наблюдались случаи, когда кривые восстановления, отнесенные по характеру восстановления вертикальной составляющей к типу 3, в вариациях горизонтальных составляющих обнаруживали черты, свойственные типам 1 и 2. Очевидно, это связано с различным положением в пространстве экранирующего заряда и верхнего заряда облачного диполя.

Обратим внимание на трудность объяснения больших значений Δt_0 между моментом начала разряда и моментом наступления максимума $E_{\text{макс}}$, характерных для кривых типа 2.

Китагава и др. [10] наблюдали молнии с затяжными токами. Средняя длительность многоразрядной молнии с затяжными токами составляла 1,56 сек., и из 36 случаев, приведенных авторами, только в четырех случаях длительность превышала 1 сек., в двух случаях — 1,2 сек. и в одном достигала 1,9 сек.

В настоящей же работе к кривым типа 2 отнесены такие, для которых Δt_0 превышает 1,5 сек. Для этого типа кривых Δt_0 , равное 2—2,5 сек., является обычным. Этот факт требует дополнительного изучения и объяснения.

ВЫВОДЫ

1. При расчете времени релаксации градиента потенциала после удара молнии по вариациям градиента потенциала, наблюдаемым с самолета, необходимо учитывать влияние заряжения самолета, изменение градиента потенциала электрического поля атмосферы, связанные с перемещением самолета относительно облака. В статье кратко описана методика их учета.

2. Проведена классификация кривых восстановления градиента потенциала электрического поля атмосферы после разрядов. Выделено три типа кривых.

3. Показано, что только кривые типа 1 являются отражением чистых процессов, происходящих в активной части облака.

4. Предположено, что основные особенности кривых типа 2 и 3 обусловлены действием экранирующего объемного заряда на верхней границе облако — атмосфера.

ЛИТЕРАТУРА

1. Имянитов И. М., Шифрин К. С. Современное состояние исследований атмосферного электричества. Успехи физ. наук, т. XXVI, вып. 4, апрель, 1962.
2. Freier G. Conductivity of the air in thunderstorm. J. Geophys. Res., vol. 67, No. 12, November 1962.
3. Freier G. A Theoretical study of the conductivity of air in thunderstorms. J. Geophys. Res., vol. 68, No. 17, September 1, 1963.
4. Anderson F. I., Freier G. D., Lin C. C. A regenerative process for producing the electric fields in a thunderstorm. J. Geophys. Res., vol. 71, No. 8, 1966.
5. Freier G. D. The relaxation time of air in thunderstorms. Month. Wea. Rev., 95, 12, 1967.
6. Имянитов И. М. Приборы и методы для изучения электричества атмосферы. Гостехиздат, М., 1957.
7. Имянитов И. М. и др. Аппаратура для исследования статической электризации и некоторые результаты измерений. Труды ГГО, вып. 225, 1968.
8. Камалдина И. И. Об изменении электрической структуры кучево-дождевых облаков в процессе их развития. Труды ГГО, вып. 225, 1968.
9. Phillips B. B. Charge distribution in a quasi-static thundercloud model. Month. Wea. Rev., 95, 12, 1967.
10. Kitagawa N., Brook M., Workman E. I. Continuing currents in cloud-to-ground lightning discharges. J. Geophys. Res., vol. 67, No. 2, 1962.

О ЗАРЯЖЕНИИ ОБЛАЧНЫХ ЧАСТИЦ

Введение

В настоящее время вопрос о причине заряжения облачных частиц несмотря на обилие идей в этой области, остается открытым. Слишком мало фактических данных, а поэтому еще не совсем ясны условия образования и роста частиц облака.

Многочисленные теории электризации облачных частиц, которые существуют в настоящее время, естественным образом делятся на две группы. К одной относятся теории, объясняющие электризацию облачных частиц захватом зарядов (ионов), уже существующих в атмосфере. Согласно второй группе теорий, электризация частиц связана с разделением зарядов, происходящим при нарушении кратковременного контакта частиц или нарушения их целостности. В настоящей статье рассматривается вопрос о возможности накопления больших зарядов на отдельных частицах посредством известных процессов электризации.

Заряжение капель за счет захвата ионов

Вначале рассмотрим вопрос о накоплении зарядов с помощью механизмов зарядки первого типа, т. е. за счет захвата ионов, уже имеющихся в воздухе. В этом случае подход ионов к капле происходит вследствие диффузии. Наблюдения показывают, что капли в слоистых и слоисто-кучевых облаках чаще всего имеют некоторый преимущественный отрицательный заряд, хотя встречаются облака с преимущественным положительным зарядом и с симметричным распределением капель по зарядам. Но следует отметить, что даже в облаках, имеющих на каплях преимущественный заряд какого-либо одного знака, средний положительный и средний отрицательный заряды близки по величине [1], [2]. Распределение зарядов на каплях хорошо описывается нормальным распределением [3] со средним значением заряда, близким к нулю, следовательно, средняя величина абсолютных значений зарядов, определяемая в наблюдениях, близка к дисперсии распределения зарядов на каплях.

Как известно, теория случайного заряжения, даже с учетом разницы в полярных проводимостях воздуха λ_+ и λ_- , не может объяснить образование на каплях заряда, равного наблюдаемому. В последнее время часто выдвигается предположение о том, что большие заряды на каплях можно объяснить коагуляцией капель, получивших заряд в результате диффузии ионов (см., например, [4]). Таким образом, на каплях, выросших в результате слияния, можно ожидать заряды больше тех, которые

даст теория диффузионного заряжения. Действительно, средний абсолютный заряд на капле растет с увеличением числа слившихся капель, но возникает вопрос, как быстро атмосфера может доставить каплям необходимое число ионов.

Коагуляция капель рассматривается как случайный процесс, тогда распределение зарядов Q на каплях, образовавшихся в результате коагуляции, выражается следующей формулой:

$$W(Q) = \frac{1}{\sqrt{2\pi N\sigma_q}} \exp\left[-\frac{|Q - Nq_{cp}|^2}{2N\sigma_q^2}\right],$$

где N — число слившихся капель, q_{cp} — средний заряд на мелких каплях, σ_q — дисперсия распределения зарядов на мелких каплях, Q — заряд на большой капле.

Учитывая, что средний заряд мелких капель q_{cp} мал, распределение $W(Q)$ можно считать приблизительно симметричным. Тогда средняя величина абсолютного значения заряда не превышает дисперсии распределения

$$|Q|_{cp} \leq \sigma_Q = \sqrt{N}\sigma_q, \quad (1)$$

но

$$\sigma_q \leq \sqrt{n}, \quad (2)$$

где σ_Q — дисперсия распределения зарядов на каплях, образовавшихся в результате коагуляции; n — суммарное число ионов обоих знаков; захваченных мелкой каплей. (Подразумевается, что величина заряда выражена в элементарных зарядах.) Соотношение (2) получается, если рассматривать задачу о диффузии ионов к капле как задачу о случайных блужданиях, где шаг влево и вправо (в нашем случае подход отрицательных и положительных ионов) равновероятен. Это предположение справедливо вначале, когда на капле нет заряда, но потом по мере роста заряда капли подход к капле ионов противоположного знака делается более вероятным, поэтому σ_q начинает расти медленнее, чем \sqrt{n} . Подставляя (2) в (1), получаем

$$|Q|_{cp} \leq \sqrt{N}\sigma_q \leq \sqrt{N}\sqrt{n}, \\ [Q^2]_{cp} \leq Nn.$$

Произведение Nn дает нам общее число положительных и отрицательных ионов, которое должно быть захвачено в расчете на каждую каплю, чтобы среднее значение абсолютной величины заряда по совокупности капель было равно наблюдаемому значению $|Q|_{cp}$.

Для того чтобы составить уравнение баланса ионов, надо учесть еще ток, текущий на заряженные капли за счет проводимости λ . За время t на m капель осядет заряд, равный $\frac{1}{2} \cdot 0,2 m 4\pi\lambda Qt$. (По данным наблюдений, заряженные капли составляют от 20 до 80% общего числа.) Коэффициент $\frac{1}{2}$ получается в предположении, что заряд капли растет со временем линейно. На самом деле, так как накопленный заряд пропорционален корню квадратному из числа ионов, захваченных каплей, $Q \sim \sqrt{t}$; поэтому ток проводимости на каплю несколько занижен (коэффициент перед формулой в этом случае будет около $\frac{2}{3}$, а не $\frac{1}{2}$). За то же время в атмосфере образуется ν пар ионов, поэтому

$$2\nu t \geq m [Q^2]_{cp} + \frac{1}{2} \cdot 0,2 m 4\pi\lambda Qt. \quad (3)$$

Возьмем $|Q|_{cp} = 60$ эл. зар. $m = 100$ $v = 10$ пар ион/сек., тогда

$$t > \frac{m|Q^2|_{cp}}{2v - 0,4m\pi\lambda|Q|_{cp}} \cong 5 \text{ час.}$$

Таким образом только за время порядка 5 час. в атмосфере образуется достаточно ионов для того, чтобы создать на всей совокупности капель средний абсолютный заряд 60 эл. зар. Если же средний абсолютный заряд возрастет до 100 эл. зар. и более [3], то для накопления достаточного числа ионов потребовались бы десятки часов. Такое большое время получается из-за того, что подход ионов к капле равновероятен как для положительных, так и для отрицательных зарядов; поэтому большая часть заряда нейтрализуется и в первой стадии (диффузии) и во второй (коагуляции). В том случае, если капля захватывала бы в основном ионы одного знака, ее заряд был бы равен числу захваченных ионов. По мере того как вероятности захвата разноименных ионов становятся равными, рост заряда капли отстает от роста числа захваченных ионов, и в случае равновероятного захвата $|Q|_{cp} = \sqrt{\text{число захваченных ионов}}$.

Представляется вероятным, что если в облаке все-таки существуют условия, способствующие преимущественному захвату ионов, то на ранних стадиях развития облака механизм захвата ионов из воздуха играет роль, но перемешивание областей отрицательно и положительно заряженных капель ограничит последующий коагуляционный рост заряда за счет указанной выше нейтрализации зарядов разных знаков. Таким образом, возможность накопления больших зарядов с помощью захвата ионов из воздуха ограничена величиной интенсивности ионообразования ν .

Очевидно, объяснение возможности накопления больших зарядов на облачных частицах следует искать среди механизмов второй группы, так как в этом случае не существует жестко наложенных ограничений (в первом случае ограничением является величина ν), а величина заряда, передаваемого при столкновениях различных частиц, лежит в широких пределах. Процессы электризации второго типа позволяют объяснить накопление заряда на отдельных частицах, так как повторение процесса разделения зарядов при последующих касаниях может создать значительный заряд на крупной частице, а, как известно, высокие напряженности электрического поля и большие заряды наблюдаются в тех облаках, где имеются крупные частицы.

Для того чтобы при столкновении частиц происходило разделение зарядов необходимо:

а) чтобы сталкивающиеся частицы имели несколько различные свойства,

б) чтобы не все столкновения приводили к коагуляции.

Перед тем как рассматривать механизм накопления заряда, посмотрим, выполнимы ли эти требования в случае столкновения облачных частиц. Очевидно, что условия существования твердых и жидких частиц сильно отличаются, поэтому применимость этих требований для льдинок и капель рассмотрим отдельно.

Заряжение ледяных частиц

Не вызывает сомнения, что для ледяных частиц условие б) выполняется. Этот факт положен в основу всех теорий электризации ледяных частиц. Очевидно, что условия существования твердых и жидких частиц дователями. Даже беглый обзор работ различных авторов показывает,

что столкновение ледяных частиц ведет к разделению зарядов, но знак и величина зарядов на частицах у разных авторов различные, о чем свидетельствует нижеприведенная таблица.

Из таблицы видно, что результаты разных авторов отличаются друг от друга не только порядком величины, но и знаком. Почти все авторы при этом выдвигают свои теории, объясняющие результаты. Теория Воркмана и Рейнольдса связывает разделение заряда с потенциалами, возникающими на границе раздела твердой и жидкой фаз. Этот эффект

Т а б л и ц а

Автор	Условия опыта	Результат
Финдайзен [16] 1940, 1943	Поток капель ударялся о холодную поверхность	На поверхности рос слой льда, заряженного положительно. Если поверхность льда становилась гладкой, заряджение снижалось
Крамер [17] 1948	Капли ударялись о поверхность, на которой получался слой изморози	Поверхность заряжалась отрицательно. Величина заряда росла с ростом скорости капель
Рейнольдс [18] 1954	Рост изморози	Если вместе с каплями воды находились ледяные кристаллы, заряджение не наблюдалось
Рейнольдс, Брук [19] 1957	Искусственная градина в потоке переохлажденных капель	На градине появлялся положительный заряд примерно 5×10^{-4} СГСЭ на одно столкновение
Латам, Мейсон [5]	Искусственная градина в потоке ледяных кристаллов 20—50 мк или переохлажденных капель 80 мк	Появлялся заряд $5 \cdot 10^{-9}$ СГСЭ на одно столкновение
Магоно, Такахаши [20] 1963	Отложение изморози	Заряджение не наблюдалось
Магоно, Такахаши [21] 1963	Столкновение градины с ледяными кристаллами	До -10° результат совпадал с результатом Латама и Мейсона. При температуре ниже -10° знак заряджения менялся на обратный
Стот, Хатчинсон [22] 1967	Искусственная градина в потоке капель и ледяных кристаллов	В среднем заряджение 10^{-6} СГСЭ на одну частицу. Кристаллы давали положительный заряд, капли отрицательный

сильно зависит от присутствия в воде растворенных примесей и от условий, в которых вода находилась до начала замораживания. По теории Мейсона [5], заряджение вызывается температурным градиентом, под действием которого ионы H^+ концентрируются на более холодном конце, заряжая его положительно.

Как отмечали Латам и Брук [23], [24], в случае неоднородных образцов льда и неравномерного температурного градиента заряджение может быть на один-два порядка больше, чем следует из теории Мейсона. Магоно, Такахаши, Хобс и др. [20], [25] наблюдали также, что эффект заряджения зависит от кристаллической структуры льда и состояния трущихся поверхностей.

Таким образом, даже в лабораторных условиях опыты по электризации льда плохо воспроизводимы. Нет ничего удивительного в том, что результаты столь разноречивы, так как ледяные частицы, встречающиеся в атмосфере, не представляют собой нечто неизменное: в зависимости от условий образования лед может иметь различную кристаллическую структуру. Из сказанного следует, что вследствие разнообразия формы облачных частиц электризацию их трудно свести к единому фактору.

Электризация-капель

Пока еще нельзя утверждать, что условия а) и б) выполняются в теплых капельных облаках. Но о возможности их выполнения говорят многие опыты. Аганин [7] наблюдал отскакивание капель размером 1 мм от плоской водной поверхности. Опыты Тверской [8] с каплями свидетельствуют о том, что возможны столкновения капель, не сопровождаемые слиянием. Семонин и Плюмли [9] определяли время сосуществования капли и водной поверхности, а также двух капель в тесном контакте. Они же наблюдали, что переход заряда между двумя подвешенными каплями происходит до момента слияния. Мейсон [10] изучал столкновения капель равных размеров, летящих под углом друг к другу: при этом он отметил, что капли часто отскакивают друг от друга. Наконец, Коттон и Гокедь [11] получили в опытах с каплями диаметром 5—9 мм эффективность слияния около 50%. Таким образом, возможность упругих столкновений между каплями нельзя отвергать.

Обмен зарядами между столкнувшимися и разлетевшимися каплями может происходить как вследствие поляризации их внешним полем (Сартор [12]), так и вследствие того, что между двумя столкнувшимися каплями, имеющими различный химический состав, возникает диффузионная разность потенциалов.

Случайная (стохастическая) электризация облачных частиц при контакте

При контакте двух тел термодинамические потенциалы выравниваются, что в случае проводников (металлов, водных растворов электролитов) происходит за счет перехода зарядов; носителями зарядов в одних случаях являются электроны, в других ионы, причем чаще всего нескольких сортов. Так как в случае столкновения облачных частиц время контакта t сравнимо со временем установления электрического равновесия $\tau = \rho \epsilon$, то нужно учитывать, что заряд, разделяемый при каждом контакте,

$$q = C_{вз} V_k \left(1 - e^{-\frac{t}{\tau}} \right),$$

где ρ , ϵ — удельное сопротивление и диэлектрическая проницаемость частиц, V_k — контактная разность потенциалов, $C_{вз}$ — взаимная емкость частиц.

Для льда при изменении температуры от 0 до -80° ρ увеличивается от 10^5 до 10^9 ом/см. Соответственно время релаксации меняется от $3 \cdot 10^{-5}$ (для изморози при -10°) до $1,8 \cdot 10^{-2}$ сек. (для ледяных кристаллов при температуре ниже -40°) [13].

Первоначальной причиной возникновения разности потенциалов между частицами при контакте может явиться разность температур, различный химический состав, разная кристаллическая структура, поляризация их во внешнем поле и т. д.

В основе последующих расчетов лежит предположение о том, что при всех столкновениях происходит разделение зарядов, но разделяемый заряд \tilde{q} есть величина случайная, лежащая в некоторых конечных пределах. При таком подходе появление крупных зарядов является реализацией маловероятных событий, а теория, объясняющая величину и распределение зарядов на каплях, должна рассматривать изменение зарядов всей совокупности частиц.

Рассмотрим градину или крупную каплю радиусом R , которая на пути падения сталкивается с мелкими частицами радиусом $r \ll R$ (это предположение оправдывается тем, что вероятность столкновения с мелкими частицами гораздо больше, чем с частицами размеров, близких к R). При каждом столкновении капля приобретает заряд \tilde{q} за счет разных свойств сталкивающихся частиц, но так как она несет некоторый заряд, то одновременно она отдает отскакивающей частице заряд, пропорциональный Q .

При $r \ll R$ можно считать, что заряд частицы меняется непрерывно, тогда изменение заряда частицы

$$\frac{dQ}{dt} = I_{\text{зар}} - I_{\text{разр}},$$

$$I_{\text{зар}} = N\tilde{q}, \quad I_{\text{разр}} = NAQ.$$

N — число столкновений в единицу времени, A — коэффициент пропорциональности, учитывающий передачу заряда от большой частицы к маленькой и проводимость атмосферы, для $\frac{r}{R} \ll 1$ A значительно меньше единицы [15].

$$\frac{dQ}{dt} = N\tilde{q} - NAQ. \quad (4)$$

Член $N\tilde{q}$ — флуктуирующий, поэтому это стохастическое дифференциальное уравнение определяет случайную величину Q . Зная некоторые статистические свойства \tilde{q} , можно, решая уравнение (4), найти распределение капель по зарядам в любой момент времени, если известно начальное распределение. Примем, что в начальный момент все капли незаряжены, т. е.

$$W_{t=0}(Q) = \delta(Q).$$

Произведем замену переменных

$$\tilde{q} = q_1 + q_{\text{ср}},$$

где $\overline{q_1} = 0$. Введем

$$Q_1 = Q - \frac{q_{\text{ср}}}{A},$$

тогда

$$\frac{dQ_1}{dt} = Nq_1 - NAQ_1.$$

Напишем формальное решение уравнения (4)

$$Q_1 - Q_{10} e^{-NA t} = e^{-NA t} N \int_0^t e^{NA \xi} q_1(\xi) d\xi.$$

Если $q_1(\xi)$ имеет ограниченную дисперсию σ_q (что следует из конечности передаваемого заряда), то можно воспользоваться следующей теоремой [12]. Пусть $H = \int_0^t \psi(\xi) B(\xi) d(\xi)$, где $B(\xi)$ — случайная величина, σ_B — ее дисперсия, тогда распределение вероятности H дается выражением

$$W(H) = \frac{1}{\left[2\pi\sigma_B^2 \int_0^t \psi^2(\xi) d\xi\right]^{1/2}} \exp\left[\frac{-|H|^2}{2\sigma_B^2 \int_0^t \psi^2(\xi) d\xi}\right].$$

В нашем случае $\psi(\xi) = e^{NA(\xi-t)}$, тогда

$$\int_0^t \psi^2(\xi) d\xi = \frac{1}{2NA} (1 - e^{-2NA t})$$

и

$$W(Q_1) = \frac{1}{\left[2\pi \frac{\sigma_q^2}{2A} (1 - e^{-2NA t})\right]^{1/2}} \exp\left[\frac{-|Q_1 - Q_{10} e^{-NA t}|^2}{2 \frac{\sigma_q^2}{2A} (1 - e^{-2NA t})}\right]. \quad (5)$$

Возвращаясь к старым переменным, получим

$$\begin{aligned} Q_1 - Q_{10} e^{-NA t} &= (Q - Q_0 e^{-NA t}) - \frac{q_{cp}}{A} (1 - e^{-NA t}) = \\ &= Q - \frac{q_{cp}}{A} (1 - e^{-NA t}). \end{aligned} \quad (6)$$

Здесь учтено, что, согласно начальным условиям, $Q_0 = 0$.

Показатель экспоненты в формуле (6) определяет время установления стационарного распределения $\tau = \frac{1}{NA}$. Согласно формуле (5), дисперсия распределения также растет до некоторого предельного значения, равного $\frac{\sigma_q}{\sqrt{2A}}$. При $t \gg \tau$ распределение зарядов на частицах превращается в стационарное нормальное распределение

$$W(Q) = \frac{1}{\sqrt{2\pi} \sigma_Q} \exp\left[\frac{-|Q - Q_{cp}|^2}{2\sigma_Q^2}\right], \quad (7)$$

где

$$\sigma_Q = \frac{\sigma}{\sqrt{2A}}, \quad Q_{cp} = \frac{q_{cp}}{A}.$$

Мы получили, что в системе первоначально нейтральных частиц $[W(Q)_{t=0} = \delta(Q)]$ в результате столкновений установится некоторое стационарное распределение частиц по зарядам.

Из формулы (7) следует, что если $q_{cp} = 0$, то $Q_{cp} = 0$, а значит, распределение зарядов на больших частицах симметрично. В этом случае

облако в целом остается нейтральным, но в нем возможно присутствие частиц с большим зарядом

$$|Q|_{\text{ср}} = \sigma_Q = \frac{\sigma_q}{\sqrt{2A}} \neq 0,$$

но так как $A \gg 1$, то $|Q|_{\text{ср}} \gg \sigma_q$.

Следовательно, хотя между мелкими и крупными частицами не существует систематической передачи зарядов, за счет вероятностного характера процесса разделения зарядов, на некоторых крупных частицах возможно накопление заряда значительно больше того, который передается в отдельном столкновении.

Очевидно, условию $q_{\text{ср}} = 0$ соответствуют облака с малыми градиентами температуры и пересыщения, когда условия образования частиц в различных частях облака близки. В случае сильно развитой неоднородности в облаке различные условия формирования облачных частиц должны приводить к резкому различию свойств частиц, возникших в разных условиях, и к появлению систематического разделения зарядов при контактах частиц.

Некоторые оценки можно привести, приняв, что большие и маленькие частицы представляют собой сферы. Тогда из [15] следует

$$A = \left(\frac{r^2}{R^2} + \frac{4\pi\lambda}{N} \right),$$

$$Q_{\text{ср}} = \frac{q_{\text{ср}}}{\frac{r^2}{R^2} + 4\pi\frac{\lambda}{N}}.$$

Для случая $r > R \sqrt{4\pi\frac{\lambda}{N}}$ предельный заряд, очевидно, устанавливается за счет передачи части заряда мелким каплям, для случая $r < R \sqrt{4\pi\frac{\lambda}{N}}$ утечка определяется в основном током проводимости.

В первом случае $Q_{\text{ср}} = q_{\text{ср}} \frac{R^2}{r^2}$, во втором $Q_{\text{ср}} = \frac{q_{\text{ср}}}{4\pi\lambda} N \sim 10^3 N q_{\text{ср}}$.

Для того чтобы произвести конкретные оценки времени накопления предельного заряда, а также величины самого предельного заряда, накапливаемого на частицах за счет соударений, необходимо знать условия существования капель в облаке. Очевидно, оценить средний заряд на большой частице можно, приняв, что Q равно среднему заряду, передаваемому частицами при столкновениях в лабораторных опытах.

Взяв $q_{\text{ср}} = 10^{-6}$ СГСЭ и $\frac{r}{R} = 0,1$, получим $Q_{\text{ср}} = 10^{-4}$ СГСЭ, а для $\frac{r}{R} = 0,01$ $Q_{\text{ср}} = 10^{-2}$ СГСЭ.

Гораздо сложнее оценить время накопления заряда, так как мы пока мало знаем об условиях столкновений капель. Даже приняв некоторую схему коагуляционного роста капель, мы сможем только приблизительно говорить о времени роста заряда, так как еще требуется знание коэффициента слияния (вернее, в нашем случае коэффициента неслияния). Для ледяных частиц можно принять, что коэффициент слияния равен 0, а для капель это пока неизвестная величина. Таким образом, проблема электризации облачных частиц тесно связана с изучением коэффициента соударения и слияния.

ВЫВОДЫ

В предложенной схеме заряджения облака, позволяющей объяснить появление в облаке сильно заряженных частиц, не требуется существование мощных механизмов микроразделения зарядов, способных при одном столкновении создавать наблюдаемые величины зарядов. По этой схеме большие заряды создаются за счет накопления зарядов на крупных частицах при последовательных столкновениях. В случае $q_{\text{ср}} \neq 0$ имеем $Q_{\text{ср}} \neq 0$ и, так как при разделении зарядов после разрыва контакта разлетающиеся частицы уносят заряды противоположного знака, получаем, что в среднем крупные и мелкие частицы оказываются заряженными зарядами противоположных знаков. Последующее разделение крупных и мелких частиц в облаке по вертикали за счет разной скорости падения приведет к поляризации облака, а значит, и к появлению в нем электрического поля.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сергиева А. П. Об электрических зарядах облачных капель. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 3, 1958.
2. Пудовкина И. Б., Кацыка А. П. Измерения электрических зарядов искусственных туманов и естественных облаков. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 5, 1960.
3. Кацыка А. П. и др. Электрические заряды облаков и туманов. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 1, 1961.
4. Левин Л. М. Исследования по физике грубодисперсных аэрозолей. Изд-во АН СССР, 1961.
5. Latham J., Mason B. Electric charge transfer associated with temperature gradients in ice. Proc. Roy. Soc. A, 260, 523, 1961.
6. Мейсон Б. Дж. Физика облаков. Под ред. В. Г. Морачевского и Е. С. Селезневой. Гидрометеоздат, Л., 1961.
7. Аганин М. А. Законы слияния капель воды. Ж. геофизики, 5, 4, 1935.
8. Тверская Н. П. Опытное изучение соударения и слияния заряженных капель. Труды ГГО, вып. 73, 1958.
9. Semonin R., Plumlee H. On the coalescence and collision of water drops. Recent Advances in Atmospheric Electricity, Tokyo, 1965.
10. Mason B. The collision, coalescence and bouncing of small water drops. Recent Advances in Atmospheric Electricity, Tokyo, 1965.
11. Cotton W., Gokhale N. Collision, coalescence and break-up of large water drops in a vertical wind tunnel. J. Geophys. Res., 72, 16, 1967.
12. Sartor J. A laboratory investigation of collision efficiencies, coalescence and electrical charging of simulated cloud droplets. J. Meteorol., 11, 91, 1954.
13. Muller-Hillebrand D. Charge generation in thunderstorms by collision of ice crystals with graupel falling through a vertical electrical field. Tellus, 6, 367, 1954.
14. Чандрасекар С. Стохастические проблемы в физике и астрономии. Изд-во иностр. лит., М., 1947.
15. Имянитов И. М. К вопросу об электризации капель после разрыва контакта между ними. См. наст. сб.
16. Findeisen W. Über die Entstehung der Gewitter — Elektrizität. Met. Zc., 60, 145, 1943.
17. Kramer C. Elektrische Ladingen aan Berijpte Opperolakken. Neth. Met. Inst. Vehr., A, 54, 1, 1948.
18. Reynolds S. E. Compendium of Thunderstorm Electricity, p. 77 Neu. Mex. Inst. min. Tech. 1954.
19. Reynolds S. E., Brook M., Gourley M. E. Thunderstorm charge separation. J. Meteorol. 14, 426, 1957.
20. Magono C., Takahashi T. On the electrical phenomena during riming and glazing in natural supercooled cloud droplets. J. Met. Soc. Japan, Ser. II, 41, 71, 1963.
21. Magono C., Takahashi T. Experimental studies on mechanism of electrification of graupel pellets. J. Met. Soc. Japan. Ser. II, 41, 197, 1963.

22. Stott D., Hutchinson W. The electrification of ice and water. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 91, 80, 1965.
23. Latham J. Electrification produced by asymmetric rubbing of ice on ice. *Brit. J. Appl. Phys.*, 14, 488, 1963.
24. Brook M. Laboratory studies of charge separation during ice-ice contact. *Recent Advances in Atmospheric Electricity*, 1958.
25. Hobbs P. V., Burrow D. A. The electrification of an ice sphere moving through natural clouds. *J. Atm. Sci.*, 23, 757, 1966.

Я. И. ЛИХТЕР, В. П. КОЛОКОЛОВ,
З. П. КЛЕЙМЕНОВА

СОЛНЕЧНАЯ АКТИВНОСТЬ И ГРОЗОВАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ

I. Изменение числа дней с грозой в солнечном цикле

Вопрос о связи между грозовой и солнечной активностью представляет в настоящее время интерес как часть более общей проблемы вариаций глобальной грозовой активности и устойчивости грозовой постоянной (100 разрядов в секунду на поверхность земли). Этот вопрос является наиболее сложным из всех, касающихся солнечно-земных связей. Так, например, нет никаких оснований считать, что связь между грозовой и солнечной активностью будет одинаковой для всех районов земного шара. Примером этому может служить замеченная Мультиановским [1] особенность бассейна реки Днепра, где проходят антициклонические среднескандинавская, канинская, карская оси; усиление антициклонической деятельности по любой из них вызывает значительное усиление грозовой деятельности. Следовательно, в этом районе нельзя ожидать сколько-нибудь выраженной зависимости грозовой деятельности от солнечной активности, вызывающей изменение вероятности действия антициклонов по различным осям. Этот случай следует рассмотреть в качестве примера возможных сочетаний ряда факторов, встречающихся в некоторых районах, тогда как в других областях влияние солнечной активности может быть более определенным.

Еще в прошлом веке Бецольд [2], анализируя данные о числе зданий, поражаемых молниями в Баварии за период, охватывающий четыре солнечных цикла (1833—1882 гг.), пришел к выводу, что грозовая деятельность в 11-летнем солнечном цикле имеет двугорбый вид с максимумом, наступающим через 1,5 года после минимума солнечной деятельности. Минимум грозовой деятельности совпадает по времени с солнечным максимумом; кроме того, Бецольд заметил еще одну любопытную особенность: в годы частых и ярких полярных сияний число гроз понижается, их мощность ослабевает, и наоборот. Выводы Бецольда были подтверждены Мирбахом [3], который использовал длинный ряд наблюдений в Вене и Кремслюнстере (12 солнечных циклов). Результаты, полученные Бецольдом и Мирбахом, представлены на рис. 1. По оси абсцисс отложены годы, отсчитываемые от минимума солнечной активности, а по оси ординат — среднее годовое число дней с грозой.

Гокель [4] подтвердил этот результат, рассмотрев данные с 1882 по 1900 г. По данным же за 1900—1915 гг., получив положительную связь между грозовой и солнечной активностью, он высказал предположение о том, что с начала XX века зеркальный ход соответствующих кривых

сменяется параллельным ходом, т. е. происходит изменение знака коэффициента корреляции.

Исследованию рассматриваемых связей посвящен ряд работ советских метеорологов. Так, Андренко [5], Колобков [6], Моисеев [7], анализируя данные по числу дней с грозой по Харькову с 1892 по 1930 г., Московской области с 1888 по 1939 г., Москве с 1882 по 1930 г., получили в общих чертах хорошее подобие, но каждому циклу солнечной деятельности соответствовали два грозовых максимума: один более слабый с острой вершиной приходится на годы минимума пятен, другой более мощный и широкий располагается вблизи максимума пятен или с ним совпадает.

Первая работа, посвященная решению задачи об изменении грозовой деятельности в масштабе всей Земли, была выполнена Бруксом [8]. Однако из-за отсутствия данных остались неисследованными очень активные области в Африке, Индонезии и Южной Америке. В результате статистической обработки материалов Брукс сделал вывод, что грозовая активность с экстраполяцией на всю Землю изменяется в фазе с солнечной активностью. В годы максимума солнечной активности среднее число дней с грозой увеличивается на 11% по сравнению с годами минимума. Коэффициенты корреляции между грозовой и солнечной активностью, вычисленные для различных районов (или стран), изменяются в широких пределах и часто оказываются меньше средней квадратической ошибки. По сравнению со всеми остальными значениями коэффициент корреляции для Сибири, вычисленный по данным, заимствованным Бруксом из статьи Септера [9], имеет исключительно большую величину (0,88).

Нами были проанализированы данные по Сибири с 1884 по 1950 г. и Украине с 1881 по 1950 г. На рис. 2 приведены результаты такого анализа, причем по оси абсцисс отложены годы, отсчитываемые от минимума солнечной активности, по оси ординат — число дней с грозой в процентах от наибольшего числа грозовых дней в каждом цикле и осредненное затем по соответствующим годам для всех циклов. Из этого рисунка видно, что циклическая вариация грозовой деятельности в Сибири значительно отличается от вариаций в районах Центральной Европы, но она не синфазна солнечному циклу. Коэффициент корреляции между грозовой и солнечной деятельностью в этом районе не может иметь такого высокого значения (0,88), какое получено по данным Септера [9]. Ход кривой грозовой деятельности на Украине подобен кривым, полученным Мирбахом и Бецольдом.

На основании анализа данных по числу дней с грозой для Украины (по 920 станциям), а также результатов, полученных ранее Бецольдом и Мирбахом, можно сделать вывод, что в умеренных широтах Европы грозовая деятельность имеет двугорбую волну с двумя ярко выраженными максимумами. Один из них наступает через 1—1,5 года после солнечного минимума, другой — через 4—5 лет после солнечного максимума. В 1953 г. Полли [10] опубликовал результаты исследования хода числа гроз в течение 11-летнего цикла для 12 европейских станций,

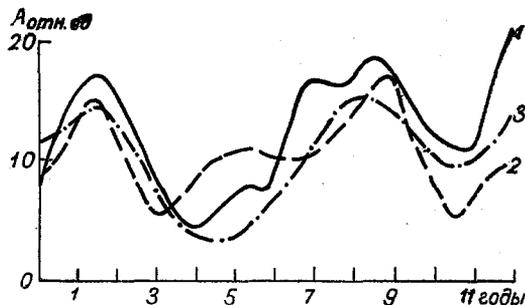


Рис. 1. Изменение грозовой деятельности в солнечном цикле, по Бецольду и Мирбаху.
1 — Бавария, 2 — Кремсшюнстер, 3 — Вена.

расположенных между Ленинградом и Неаполем. Параллельный ход числа гроз и солнечной активности наблюдается только в северных районах, а на юге соответствующие кривые противофазны. Типичным пунктом для первого подрайона является Ленинград, для второго — Флоренция. Промежуточные станции характеризуются сочетанием первого и второго типов, там возникают вторичные волны и связь между солнечной деятельностью и грозами выражена слабо.

Итак, до обработки данных, относящихся к периоду МГГ — МГСС, имелись противоречивые выводы о характере изменения грозовой дея-

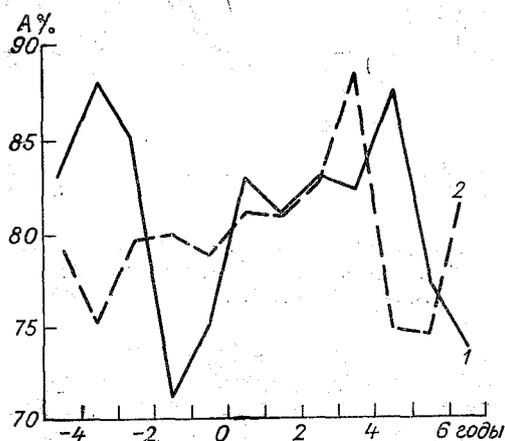


Рис. 2. Вариации грозовой деятельности в солнечном цикле на Украине (1) и в Сибири (2).

МГСС, по исследованию вариаций грозовой деятельности, характеризуемой числом гроз (отмеченных в 00,00 час. по гринвичскому времени) по данным метеосводок, собираемых Мировым центром данных (МЦД) в самых крупных масштабах. Несмотря на то что эти данные не являются полными, однако при сравнении их со средним годовым числом гроз, полученным для СССР и США в рассматриваемой ветви полуцикла, они имеют параллельный ход; поэтому используемый материал является вполне репрезентативным для получения определенных выводов. Однако полностью охватить весь земной шар не удалось; весьма слабо представлено южное полушарие, особенно океаны.

Вариации грозовой деятельности (при месячном, сезонном, годовом осреднении) рассматривались в отдельности для каждого из районов, на которые по международному соглашению поделен весь земной шар. Последовательно сравнивая ход грозовой и солнечной деятельности за промежутки времени различной длительности (месяц, сезон, год), необходимо отметить, что наличие определенной связи между рассматриваемыми величинами устанавливается при осреднении данных за более длительный промежуток времени (год). В некоторых районах связь между сравниваемыми величинами проявляется неоднозначно. Общая характеристика изменения грозовой активности, полученная по средним годовым данным за период с 1957 по 1965 г. и с 1958 по 1963 г., представленная на рис. 3, вполне согласуется с выводами Полли [10].

Если рассматривать вариации, продвигаясь с севера на юг, то прежде всего встретятся районы (обозначенные на рисунке горизонтальной штриховкой), в которых грозовая деятельность проходит синфазно

тельности в солнечном цикле. Одни авторы указывали на существование определенных противофазовых изменений, другие — на наличие как синфазности, так и противофазности в отдельных районах с постепенным переходом на промежуточных станциях от положительных к отрицательным связям, третьи же получили в среднем для значительной части поверхности земли слабо выраженную синфазность. При этом наиболее определенный вывод о резко выраженных синфазных изменениях в Сибири оказался ошибочным.

Нами был проанализирован материал наблюдений, проведенных в период МГГ —

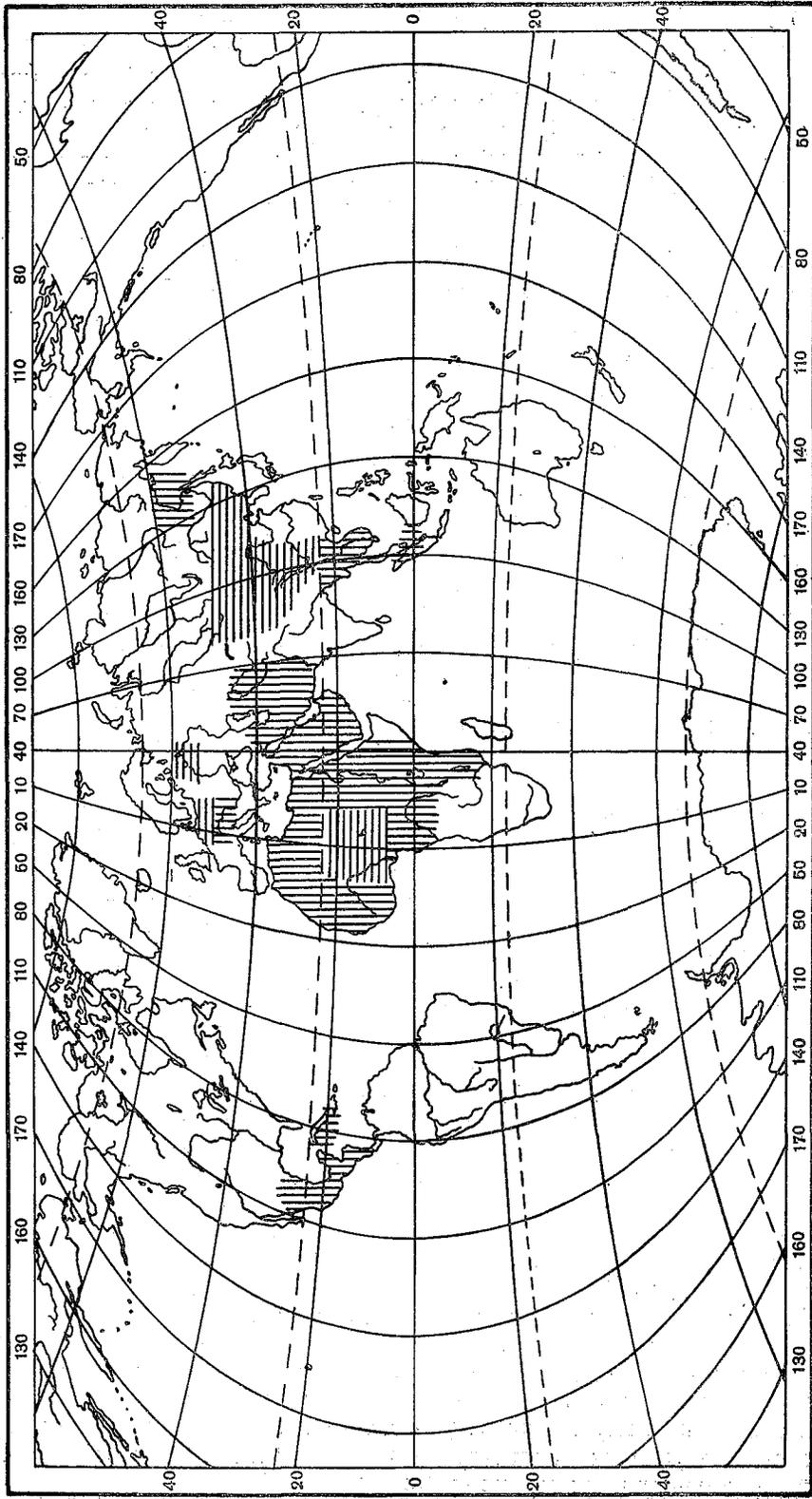


Рис. 3. Изменение грозовой деятельности в период МГГ—МГСС.

с солнечной активностью. За ними следуют районы, где ход грозовой деятельности в пределах рассматриваемой части солнечного цикла становится неопределенным: максимум числа гроз или опережает максимум солнечных пятен, или отстает на четыре-пять лет от него. На рисунке эти районы оставлены незаштрихованными. Но в более южных районах субтропической зоны и вблизи тропиков в восточном полушарии ход числа гроз антипараллелен ходу солнечной деятельности (вертикальная штриховка). Это районы Средиземного моря, Кавказа, южной и юго-восточной частей Азии, Африки. В Австралии максимум грозовой деятельности приходится на 1962 г.

Если рассматривать вариации числа гроз в США по каждому штату отдельно, то связь между грозовой и солнечной деятельностью менее определена, чем для Европы. Максимумы и минимумы грозовой деятельности в каждом штате сдвинуты по фазе относительно максимума и минимума солнечной деятельности на различное число лет. При суммировании данных по всей Северной Америке (с добавлением приэкваториальной зоны и прилегающих островов, где число дней с грозой велико, а их ход в рассматриваемой ветви солнечного полуцикла имеет яркую противофазу) фазовые сдвиги максимумов и минимумов числа грозowych дней для США сглаживаются, а за счет большого вклада приэкваториальной зоны грозовая деятельность противофазна солнечной. Таким образом, на основании анализа данных о числе дней с грозой в северном полушарии за период с 1957 по 1965 г. получается следующий вывод: на севере имеются районы, где грозовая деятельность синфазна с солнечной, но в умеренных широтах связь между ними нарушается и становится неоднозначной; в субтропической и тропической зонах ход числа гроз противоположен ходу солнечной деятельности.

II. Электромагнитное излучение молниевых разрядов и циклические вариации грозовой активности

Исследование электромагнитного излучения молниевых разрядов дает также материал для изучения циклической вариации грозовой активности. В отличие от традиционной метеорологической характеристики «день с грозой», которая по всеобщему признанию является слишком грубой, электромагнитное излучение молниевых разрядов более полно отражает различные аспекты грозовой активности. Интенсивность излучения и число атмосфериков зависят не только от самого факта наличия грозы, но также и от силы тока в молниевом разряде и от числа разрядов. Кроме того, регистрация электромагнитного излучения молний (например, атмосферных радиопомех) проводится непрерывно или почти непрерывно в течение длительных интервалов времени.

Несмотря на различную чувствительность аппаратуры, методику измерений и связанную с этим неоднородность данных, Остин [11] и Сен [12] получили противофазный ход интенсивности атмосферных радиопомех и чисел Вольфа (рис. 4).

Более тонкие характеристики циклического хода атмосферных радиопомех получены нами по данным за период МГГ — МГСС. Анализу подвергались усредненные за сезон значения, относящиеся к характерным точкам суточного хода: утреннему минимуму, послеполуденному максимуму и ночному максимуму. Известно, что эти точки отражают определенные условия распространения и особенности суточного хода в районах, близких к пункту измерения.

На рис. 5 приведены примеры циклических вариаций интенсивности атмосферных радиопомех на разных частотах в диапазонах длинных и коротких волн (Мурманск, $\varphi=69^\circ$ с. ш., $f=2,5$ мгц, Кюлунгсборн [13], $\varphi=54^\circ$ с. ш., $f=27$ кгц; Хабаровск, $\varphi=48^\circ$ с. ш., $f=12$ кгц; Алма-Ата, $\varphi=43^\circ$ с. ш., $f=2,5$ мгц и Претория [14], $\varphi=28^\circ$ ю. ш., $f=51$ кгц). По оси ординат отложены отклонения (ΔE дБ) значений, наблюдавшихся в каждом из рассматривавшихся периодов суток разных сезонов, от соответствующей данному периоду суток и сезону многолетней медианы. Вертикальные штрихи указывают пределы, в которые заключены отклонения от многолетней медианы в данном году. Как видно, во всех случаях ход кривых одинаков.

На первый взгляд кажется, что эти кривые отражают уже известную противофазность вариаций грозовой и солнечной активности. Однако, в то время как с 1957 по 1965 г. солнечная активность изменилась лишь от максимума до минимума, вариация интенсивности атмосферных радиопомех за те же годы почти полностью завершила период. Это означает, что в данном случае можно ожидать двугорбую кривую интенсивности атмосферных радиопомех за полный солнечный цикл. Лишь ограниченность рассматриваемого отрезка времени не позволяет отчетливо наблюдать эту двугорбую вариацию. В первой части настоящей статьи такая же двугорбая вариация грозовой активности была установлена в некоторых случаях по метеорологическим данным (рис. 1 и 2).

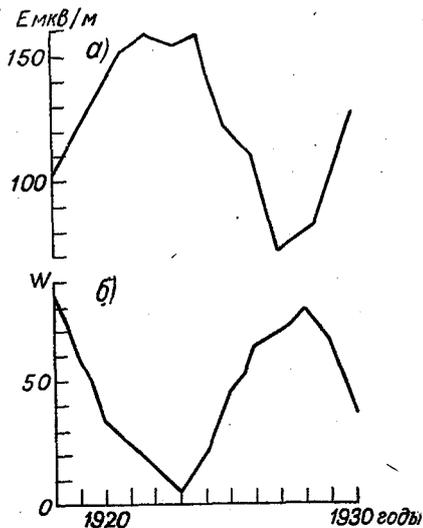


Рис. 4. Циклическая вариация атмосферных помех, по Остину.
а — уровень атмосферных помех, б — числа Вольфа (W).

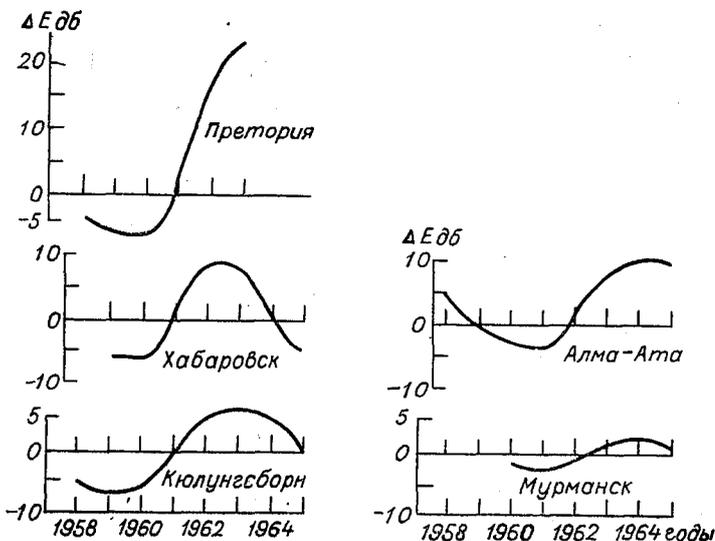


Рис. 5. Вариации атмосферных радиопомех для Алма-Аты, Мурманска, Хабаровска, Кюлунгсборна, Претории.

Известно, что циклическая вариация условий распространения на длинных и коротких волнах в общем протекает подобно циклу солнечной активности [15]. Несмотря на то что интенсивность атмосферных радиопомех зависит и от условий распространения, вариация этих условий не

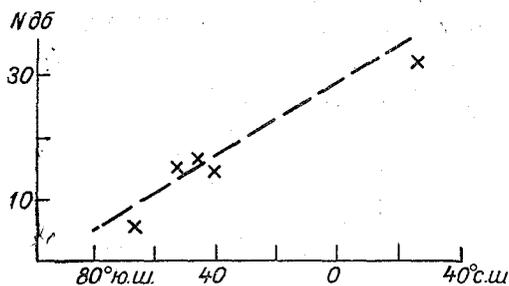


Рис. 6. Изменение амплитуды радиопомех в зависимости от широты пункта наблюдения.

проявляется на рис. 5 так же, как она не заметна на кривой Остина [11] (рис. 4). Это значит, что циклическая вариация интенсивности атмосферных радиопомех прежде всего отражает характеристики грозовой активности.

Из графиков рис. 5 видно, что вариация интенсивности атмосферных радиопомех на частоте 2,5 мгц отстает от вариации на низких частотах примерно на год. По имеющимся у нас данным в настоящее

время нельзя сказать, насколько существенным является этот факт. Другой особенностью, отчетливо заметной на рис. 5, является возрастание амплитуды вариации интенсивности атмосферных радиопомех с понижением широты пункта наблюдения (рис. 6). Известно, что в об-

щей грозовая активность возрастает по мере приближения к экватору. Это дает основание сделать вывод, что амплитуда циклической вариации грозовой активности пропорциональна средней активности гроз в данном районе.

Измерения атмосферных радиопомех проводятся обычно с помощью весьма чувствительной аппаратуры, так что результаты этих измерений являются некоторой средней мерой интенсивности электромагнитного излучения молний на довольно большой площади. Величина этой площади не очень определена и не постоянна в разные сезоны года. Так, например, летом из-за влияния близких гроз охватываемая площадь меньше, чем зимой. Тем не менее эта площадь всегда достаточно велика, так что обсуждаемые изменения интенсивности атмосферных помех передают циклические вариации грозовой активности, осредненные по большому району и, следовательно, сглаживают локальные особенности.

Для исследования локальных вариаций грозовой активности более подходящим является использование данных счетчиков близких разрядов. Такие счетчики имеют в общем малый радиус действия, и получаемые дан-

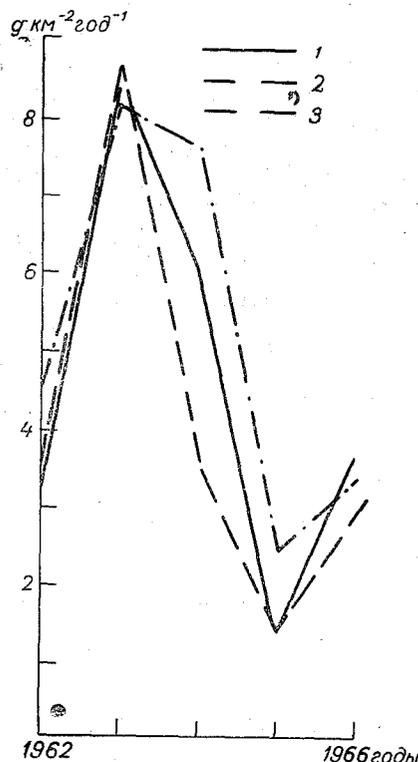


Рис. 7. Вариации средних годовых значений молниевых разрядов по счетчикам в Воейково.

1) 10 км, 2) 50 км, 3) 20 км.

ные свободны, в частности, от влияния условий распространения радиоволн. Во время МГГ во многих странах применялись подобные приборы, однако до сих пор результаты, полученные с их помощью, не использовались для анализа циклической вариации грозовой деятельности.

На рис. 7 представлены данные изменения средних годовых значений пространственной плотности молниевых разрядов на квадратный километр по результатам, полученным в районе Ленинграда (Воейково $\varphi=60^\circ$ с. ш.). Этот рисунок иллюстрирует часть циклической вариации грозовой активности за 1962—1966 гг. по трем приборам, имевшим разные радиусы действия (10, 20 и 50 км). Видно, что все приборы согласно показали максимум числа разрядов в 1963 г., близком к минимуму солнечной активности. В том же году был установлен максимум интенсивности атмосферных помех на низких частотах (рис. 4). Минимум числа разрядов оказался в 1965 г., после которого, как известно, началось новое возрастание солнечной активности. Как долго будет длиться возрастание рис. 7, связанное с увеличением солнечной активности, сейчас неизвестно. Таким образом, сравнение рис. 5 и 7 дает основание полагать, что и в этом случае проявляется двугорбый характер циклической вариации грозовой активности. Естественно, что в этом случае, из-за крайней ограниченности данных этот вывод носит лишь предварительный характер и рис. 7 лишь иллюстрирует необходимость тщательной обработки подобных материалов по тем станциям, где наблюдения со счетчиками проводились достаточно давно.

III. ВЫВОДЫ

1. Связь между солнечной активностью и грозовой деятельностью чрезвычайно сложна, так что даже для средних зависимостей за большие промежутки времени порядка солнечного цикла определенных выводов сделать еще нельзя.

2. На основании анализа разнообразных данных с уверенностью можно утверждать отсутствие параллелизма 11-летних вариаций числа гроз и солнечной активности.

3. Имеются данные, свидетельствующие о сложном характере циклической вариации грозовой деятельности, характеризующейся двумя максимумами и минимумами. Максимумы гроз сдвинуты примерно на 1,5—2 года по обе стороны от минимума солнечной активности. Один из минимумов гроз почти всегда совпадает с максимумом солнечной активности, а другой наступает примерно одновременно с минимумом солнечных пятен.

4. По метеорологическим данным (день с грозой) обнаруживаются широтные изменения циклической вариации грозовой деятельности. В северных широтах обнаруживается синфазность грозовой и солнечной активности. В умеренных широтах эта зависимость усложняется — появляется вторичный максимум гроз, который приходится на годы, близкие к минимуму солнечной активности. В тропических районах обнаруживается противофазный ход вариаций гроз и солнечной активности.

5. Использование для анализа циклической вариации гроз характерики день с грозой приводит ко многим неопределенностям. Более однозначные выводы могут быть получены при использовании данных инструментальных наблюдений электромагнитного излучения молний. При этом, однако, следует иметь в виду, что электромагнитное излучение

молний характеризует в целом сложный комплекс процессов, связанных с грозовой деятельностью (число гроз, интенсивность молниевых разрядов, количество вторичных разрядов и т. п.), каждый из которых может по-разному изменяться в солнечном цикле.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мультановский Б. П. Основные положения синоптического метода долгосрочных прогнозов погоды, ч. I, Изд. ЦУГМС, М., 1933.
2. Bezold W. V. Über zündende Blitze im Königreich Bayern während des Zeitraumes 1833 bis 1882. Abh. d. Kgl. bayer. Akad. d. Wiss., 11 k 1, XV Bd. 1 Abt, München, 1884.
3. Myrbach O. Sonnenfleckenzyklus und Gewitterhäufigkeit in Wien, Krensmünster und Bayern. Met. Zs. Bd 52, H. 6, 1935.
4. Gockel A. Das Gewitter. Berlin, F. Dümlers ver. Ih. 1925.
5. Andrenko L. L'activité solaire et les orages. Gasette Astron., 245, 1934.
6. Колобков Н. В. Грозы и шквалы. Гидрометеоиздат, М., 1939
7. Моисеев А. П. Вековая периодичность гроз в Москве в связи с солнечной активностью. Природа, № 1, 1948.
8. Brooks C. E. P. The variation of annual frequency of thunderstorms in relation to sunspots. Quart. J. Roy. Met. Soc., vol. 60, 1934.
9. Septer E. Sonnenflecken und Gewitter in Sibirien. Met. Zs., 43, 1926.
10. di Polli Sieivio. Attivita solare e frequenza dei temporoli. Geof., Pura Appl., 25, 1953.
11. Austin L. W. Solar activity and radiotelegraphy. Proc. Inst. Radio Eng., vol. 20, No. 2, 1932.
12. Sen A. K. Integrated field intensity of atmospherics in relation to radio wave propagation. J. Sci. Industrial Res., vol. 24, No. 11, 1965.
13. Geophysikalische Mebreihen des Observatoriums für Ionosphärenforschung Kühlungsborn, 1958—1965.
14. Crichlow W. Q. a. o. Quarterly radio-noise data. NBS. Techn. Note, No. 18—20.
15. Альперт Я. Л. Распространение радиоволн и ионосфера. М., 1960.

СРЕДНИЙ СУТОЧНЫЙ ХОД ГРАДИЕНТА ПОТЕНЦИАЛА ПО ДАННЫМ НАБЛЮДЕНИЙ В ПЕРИОД МГГ И МГСС

Не сразу было замечено окончание описательного периода, в течение которого складывалось общее представление о типичных средних значениях и вариациях градиента потенциала V' . Продолжающееся накопление материалов наземных наблюдений за градиентом потенциала фактически перестало уже служить основой для расширения традиционных знаний. Полученные данные стали использоваться в основном для подтверждения гипотезы, предложенной в качестве решения основной проблемы атмосферного электричества. При этом частные вопросы, которые могли бы возникнуть в результате анализа данных измерений V' , естественно, не вызвали большого интереса. Однако не только грозовая гипотеза Вильсона, но и более общая гипотеза, выдвинутая В. И. Герасименко в слишком схематизированной форме [1], согласовывались с обычно рассматриваемыми данными о суточном ходе V' , не давая объяснения годового хода (расхождения исключаются при выделении «активной поверхности» суши) [2]. Результаты наблюдений за градиентом потенциала не удается использовать и для характеристики глобальной грозовой активности [3], получение которой относится теперь к наиболее актуальным задачам атмосферного электричества [4].

Все это вызвало в последнее время достаточно резкую отрицательную реакцию, было высказано мнение о нецелесообразности проведения наземных измерений V' [3], [5], по крайней мере, для выяснения глобальных вариаций. Невозможность решения задачи о характеристике изменений глобальной грозовой активности по данным наземных измерений V' не исключает необходимости анализа имеющихся материалов. Хотя сравнительно небольшая ширина интервала (50—300 в/м), в пределах которого лежат почти всюду средние значения V' за достаточно большой промежуток времени, снова напоминает о глобальности электрического поля в атмосфере, целесообразно воздержаться от попыток немедленного решения крупных проблем. Вместо этого уместно ограничиться пока частными вопросами, которые могут возникнуть при анализе конкретных данных. Вероятно, поиски новых путей будут сопровождаться сначала не решением, а постановкой специальных задач.

В качестве опыта были обобщены данные измерений V' на 16 станциях в период МГСС (за 1964 г.) и на 8 станциях в период МГГ (за 1958 г.), опубликованные в справочниках [6], [7]. Для каждого месяца и каждой станции в отдельности ежечасные средние значения $\bar{V}'(t)$ выражались в относительных единицах путем деления на соответствующие средние месячные значения \bar{V}' . После этого полученные относительные

Величины были просуммированы и осреднены по всем станциям и шести месяцам зимнего полугодия (январь—март и октябрь—декабрь), с одной стороны, и шести летним месяцам (апрель—сентябрь), с другой стороны. Вся обработка производилась по гринвичскому времени. Результаты, полученные по наблюдениям в период МГСС, представлены на рис. 1.

Для вычисления среднего суточного хода V' использованы данные 16 станций, из которых 9 станций расположены в Европе (Мурманск,

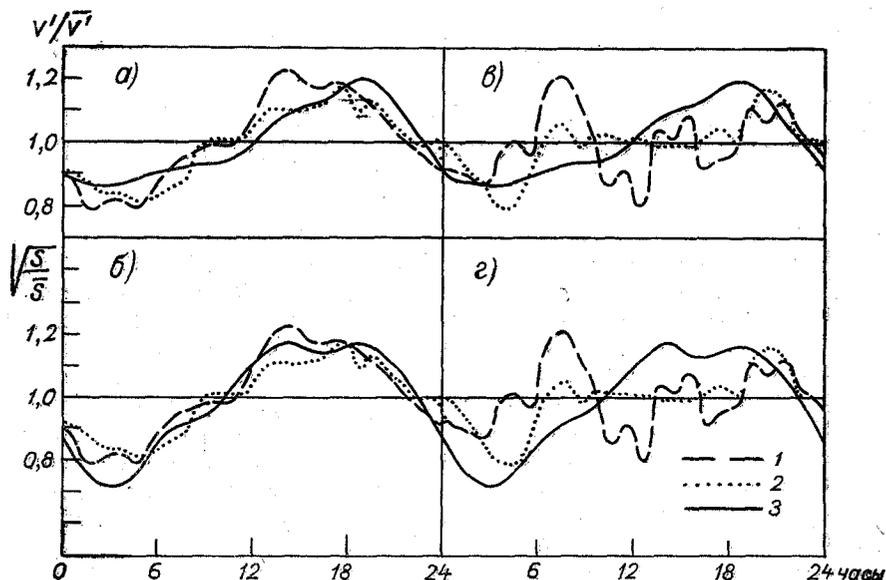


Рис. 1. Средний суточный ход градиента потенциала (в относительных единицах V'/V') в течение зимнего и летнего полугодий по наблюдениям в период МГСС (1964 г.), унитарной вариации градиента потенциала и площади, занятой грозами.

Воейково, Высокая Дубрава, Потсдам, Киев, Ахен, Одесса, Будапешт, Лиссабон), 6 в Азии (Душети, Ташкент, Иркутск, Большая Елань, Какиока, Мамембетсу), 1 в Северной Америке (Сокорро). Заметим, что южное полушарие при этом совершенно не представлено. Кривыми 1 на графиках 1 а и б изображен средний суточный ход V' по всем дням в зимнее полугодие, а на графиках 1 в и г — в летнее полугодие. Нормальные дни выделялись не на всех станциях, они были отмечены только на 6 станциях (Мурманск, Воейково, Лиссабон, Большая Елань, Какиока, Сокорро) в каждом месяце. Средний суточный ход V' по нормальным дням для этих 6 станций представлен на рисунке кривыми 2.

Кривые суточного хода V' обычно принято характеризовать качественной оценкой величины отклонений от унитарной вариации, наблюдаемой во время экспедиционных измерений в океане. Унитарная кривая в монографиях по атмосферному электричеству связывается с кривой суточного хода площади, занятой грозами.

Кривыми 3 на рис. 1 а и в даются кривые унитарной вариации V' (по измерениям на «Карнеджи»), а на рис. 1 б и г — кривые суточного хода площади гроз, построенные по графику, приведенному в [8], но

в других единицах. Для большей наглядности удобно представить ход не самих относительных площадей (S/\bar{S} , где \bar{S} — среднее суточное значение), а квадратного корня из этих величин. В данном случае этот прием носит формальный характер, но вообще вопрос о линейном соответствии кривых, сопоставляемых с ходом V' , требует специального анализа (например, для кривых экстранизкочастотного излучения [9]).

Как видно из рис. 1, кривые для зимнего полугодия, построенные по различному числу станций (16 для всех дней и 6 для нормальных дней), в общих чертах согласуются между собой и с другими вспомогательными кривыми, тогда как в летнее время по данным тех же станций согласованность средних суточных вариаций полностью нарушается. В связи с этим может возникнуть вопрос об оценке дальности действия грозовых очагов, поскольку уже потребовалось пересмотреть привычное представление об источниках естественного экстранизкочастотного излучения [10].

Для сравнения результатов, относящихся к периоду МГГ (1958 г.) и МГСС (1964 г.), можно было использовать только наблюдения станций Советского Союза, опубликованные в справочнике [6], сопоставляя их с соответствующими данными по справочнику [7]. Вследствие уменьшения объема исходных данных в два раза (от 16 до 8 станций) была проведена частичная отбраковка материала за отдельные месяцы и по отдельным пунктам для исключения, по крайней мере, явно завышенных относительных значений (V'/\bar{V}') при слишком малых средних месячных величинах \bar{V}' (не превышающих 40 в/м). Для периода МГГ использованы почти полностью наблюдения восьми станций (Воейково, Высокая Дубрава, Иркутск, Киев, Южно-Сахалинск, Одесса, Душети, Ташкент). Потребовалось исключить лишь данные по Душети за апрель и август, по Иркутску за май и по Киеву и Ташкенту за декабрь. В значительно большей степени пришлось отбраковать данные, относящиеся к периоду МГСС. Для зимнего полугодия взяты данные по шести станциям (Воейково, Высокая Дубрава, Большая Елань, Одесса, Душети, Ташкент), а для летнего полугодия — по пяти станциям (без Душети). Имеется только по одному исключению для летнего и зимнего сезонов (в марте не учитывался Ташкент, а в июле добавлены данные по Душети). В 1964 г. резко выделялись среди всех других материалов данные наблюдений в Иркутске (с очень большими суточными амплитудами) и в Киеве (с очень малыми средними значениями), полностью исключенные из дальнейшей обработки.

Средний суточный ход V'/\bar{V}' , полученный в результате осреднения данных 5—8 станций, представлен на рис. 2 а (зимнее полугодие) и 2 б (летнее полугодие). Кривые 1 и 2 относятся соответственно к периодам МГГ (1958 г.) и МГСС (1964 г.). В зимнее время осредненный суточный ход V'/\bar{V}' не изменяется сколько-нибудь существенно при переходе от МГГ к МГСС, а в летнее время наблюдаются лишь незакономерные колебания, различные для двух сравниваемых периодов. В качестве дополнительной иллюстрации, характеризующей влияние исключенных данных (даже при большем числе пунктов), на рис. 2 в приведены осредненные кривые суточного хода V'/\bar{V}' для зимнего полугодия 1964 г. (МГСС), построенные по наблюдениям 16 станций (кривая 3), 15 станций (без Иркутска, кривая 4) и в среднем по 13 станциям (без Иркутска и данных за отдельные месяцы с малыми средними значениями $\bar{V}' \leq 40$ в/м, кривая 5). Заметное расхождение кривых на рис. 2 в указывает на трудность полного исключения посторонних факторов путем механического осреднения

большого числа данных. Так как средний ход V'/\bar{V}' по станциям Советского Союза даже в зимнее время отличается от хода площади, занятой грозами на земном шаре, на рис. 2 с соответствующие вариации V'/\bar{V}' сопоставлены с изменением площади гроз в Европе, Азии и Африке (кривая б). Исключение самых далеких (американских) грозовых очагов не

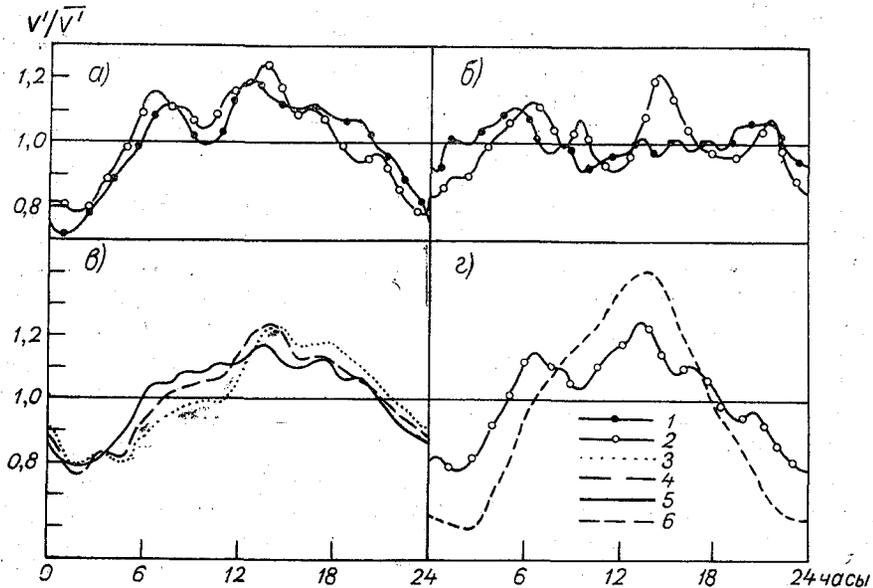


Рис. 2. Сравнение среднего суточного хода градиента потенциала (в относительных единицах V'/\bar{V}') в период МГГ и МГСС по данным наблюдений станций Советского Союза (отдельно для зимнего и летнего полугодий). Средний суточный ход V'/\bar{V}' в зимнее время по наблюдениям в период МГСС при осреднении по всем станциям и при исключении отдельных станций с аномальным ходом V'/\bar{V}' .

приводит к совпадению сравниваемых кривых, которые становятся только приблизительно синфазными.

Результаты анализа наблюдений за градиентом потенциала в период МГГ и МГСС, указывающие на резкое различие осредненного суточного хода V'/\bar{V}' для теплого и холодного полугодий, подчеркивают необходимость изучения как всего спектра частот вариаций V' (годовых, суточных и т. д.), так и его сезонных колебаний.

ЛИТЕРАТУРА

1. Герасименко В. И. К вопросу о причине унитарной вариации электрического поля атмосферы. Уч. зап. ЛВМУ им. адм. Макарова, вып. 10, 1958.
2. Салуверс Т. А. Суточные изменения освещенной площади суши. Труды ГГО, вып. 157, 1964.
3. Anderson R. V. Measurement of worldwide diurnal atmospheric electricity variations. Month. Wea. Rev. 95, No. 12, 1967.
4. Israël H., Günter R. Probleme der Gewitterforschung. Westdeutscher Verlag, Köln und Opladen, 1966.

5. Israël H., de Buijn P. The present status of atmospheric electric research Archiv für Meteorol. Geophys. und Bioklimat., Ser. A, 16, Nr 4, 1967.
6. Материалы измерений элементов атмосферного электричества за 1957—1959 гг. Гидрометеоиздат, Л., 1963.
7. Результаты наземных наблюдений за атмосферным электричеством (мировая сеть). Изд. ГГО, Л., 1966, 1967.
8. Kilinski E. Lehrbuch der Luftelektrizität. Akad. Verlagsges., Leipzig, 1958.
9. Hofzer R. E., Deal O. E. Low audio-frequency electromagnetic signals of natural origin. Nature, London, 177, 1956.
10. Артамонов Л. В., Клейменова З. П. О роли близких гроз в формировании УНЧ-излучения. Труды ГГО, вып. 225, 1968.

ИЗМЕНЕНИЕ ГРОВОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ОТ ПЕРИОДА МГГ К ПЕРИОДУ МГСС ПО НАБЛЮДЕНИЯМ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ СССР

Целью работы является выяснение изменений грозовой деятельности на территории СССР в периоды от МГГ (1957—1958 гг.) до МГСС (1964—1965 гг.) и сопоставление этих изменений. В ряде предшествующих работ [1—3] было установлено, что ход различных метеорологических элементов, в том числе и гроз, в 11-летнем солнечном цикле нельзя свести к простой синфазности или противофазности. Большей частью получаются двугорбые или более сложные кривые хода метеоэлементов в 11-летнем солнечном цикле. Учитывая это обстоятельство, в данной работе производилось сопоставление грозовой деятельности не только в годы экстремумов, но и в промежуточные годы.

Нами были использованы наблюдения за грозами с 1957 по 1965 г., которые захватывают всю нисходящую ветвь 19-го цикла солнечной активности, а также максимум и минимум цикла. Для характеристики грозовой деятельности использовались данные наблюдений метеорологических станций по числу дней с грозой и продолжительности гроз с 1957 по 1965 г. С 1957 по 1960 г. в нашем распоряжении были только таблицы ТМ-1. За этот период использованы данные наблюдений лишь по 600 метеорологическим станциям ввиду трудоемкости подсчета продолжительности и числа дней с грозой по таблицам ТМ-1. С 1961 г. по всем управлениям Гидрометслужбы (УГМС) стали издаваться ежемесячники, откуда выборка данных не представляла сложности. Поэтому с 1961 по 1965 г. обработаны результаты наблюдений практически всех 2600 станций Советского Союза.

По каждому УГМС были подсчитаны среднее число дней с грозой и средняя продолжительность гроз в часах за 1957—1965 гг. Результаты обработки сведены в табл. 1, а также представлены на рис. 1 и 2. Из рассмотрения табл. 1 видно, что по большинству УГМС ЕТС и Дальнего Востока наблюдается увеличение грозовой активности в период МГГ. В Сибири, наоборот, максимум грозовой деятельности наблюдается в период МГСС (рис. 1, кривая *г*). Анализ графиков (рис. 2, кривые *а* и *б*) показывает, что ход гроз на ЕТС и АТС с 1959 по 1964 г., т. е. на протяжении всей нисходящей ветви, противоположен, наиболее резкие контрасты наблюдались в 1961—1963 гг.

Для выяснения причин выявленного выше своеобразного хода грозовой деятельности в 11-летнем цикле была исследована связь числа грозовых дней с типами циркуляции Г. Я. Вангенгейма [4]. Наиболее тесная связь обнаруживается с восточной формой циркуляции на ЕТС,

Таблица 1

Среднее число грозовых дней и продолжительность гроз в часах по каждому УГМС

Наименование УГМС	1957 г.		1958 г.		1959 г.		1960 г.		1961 г.		1962 г.		1963 г.		1964 г.		1965 г.	
	число дней	про-долж.																
Мурманское	8	10	3	2	9	9	8	11	12	22	5	7	9	15	9	14	6	10
Северное	22	40	13	20	16	31	12	24	23	55	15	27	22	47	17	35	14	26
ЭССР	27	57	11	11	14	30	21	48	28	59	14	22	25	50	16	31	16	26
ЛатвССР	27	66	21	42	25	75	31	86	33	80	20	41	30	83	18	32	20	47
ЛитССР	28	48	24	49	24	52	33	59	34	76	25	43	36	84	23	45	23	
Северо-Западное	35	71	17	33	21	46	23	48	30	70	19	33	26	55	19	36	16	30
Центральное	33	63	25	53	30	60	27	50	31	66	26	47	30	62	21	46	24	48
Центрально-Черноземных областей	36	83	31	79	36	82	31	72	34	84	34	79	31	67	31	76	31	72
Верхне-Волжское	31	67	27	54	36	84	27	54	30	73	27	58	31	71	26	55	27	56
Приволжское	26	52	27	51	30	68	27	54	32	73	28	58	31	63	31	66	26	71
БССР	31	56	23	49	25	60	30	71	31	70	29	34	86	25	56	22	43	
УССР	26	59	26	65	30	76	32	74	30	69	20	51	32	70	29	69	28	64
МССР	28	64	30	83	33	87	26	49	26	54	29	65	36	85	33	63		
Северо-Кавказское	26	58	25	59	24	55	28	67	26	61	20	42	26	52	24	67	22	51
ГрузССР	39	99	35	75	37	44	36	88	37	97	33	83	43	123	43	117	38	93
АрмССР	63	120	53	98	55	93	57	113	44	88	51	106	65	141	48	128	53	136
АзССР	27	59	23	45	18	31	21	34	17	25	20	32	29	52	21	35	22	34
ТаджССР	26	58	23	37	18	31	18	33	16	28	22	36	22	33	22	45	20	30
ТуркмССР	10	20	7	13	7	10	9	14	5	7	10	11	13	23	7	8	8	11
УзбССР	13	19	18	19	9	15	10	11	8	9	15	25	16	25	12	24	11	16
КиргССР	33	53	36	52	33	47	29	39	25	42	33	65	34	62	37	62	30	58
КазССР	23	39	20	39	28	48	27	53	24	43	23	40	22	39	26	47	19	30
Уральское	34	75	24	48	26	66	23	53	28	72	25	52	25	56	30	70	27	51
Омское	28	54	22	43	18	32	17	28	22	40	24	44	16	29	25	49	24	46
Западно-Сибирское	28	57	22	40	30	60	24	45	27	58	28	61	17	30	33	73	29	59
Красноярское	22	42	20	35	25	46	20	30	18	31	23	48	20	38	21	42	24	47
Иркутское	17	31	19	47	22	41	22	45	17	36	23	49	19	36	18	33	24	45
Якутское	12	21	9	15	10	19	12	20	11	22	11	18	9	16	9	16		
Забайкальское	20	44	21	42	24	54	25	57	20	39	24	58	23	54	24	54	23	47
Приморское	14	20	12	22	17	29	15	26	15	22	16	31	16	30	13	25	21	38
Дальнего Востока	24	47	20	38	21	43	25	36	24	55	24	56	26	67	18	42	25	78
Колымское	6	8	3	3	6	6	5	9	4	4	6	9	5	8	5	7	4	5
Камчатское	2	5	1	1	2	4	2	2	3	3	2	2	2	4	3	2	2	2
Сахалинское	10	5	4	6	2	2	6	11	6	10	4	5	4	6	3	3	4	4
ЕТС	30	66	25	52	26	59	27	58	30	68	26	51	32	71	27	60	26	54
АТС	22	43	20	33	21	38	20	37	19	35	21	41	19	38	22	41	21	42
СССР	26	53	22	42	24	48	24	46	24	52	23	44	25	54	24	50	23	48

которая была преобладающей за летний период 1957—1965 гг. Грозовая деятельность усиливается при увеличении числа дней с восточной формой циркуляции на ЕТС, в Сибири наблюдается обратная картина — при увеличении числа дней с восточной формой циркуляции число гроз уменьшается. Эта противоположность хода хорошо объясняется специ-

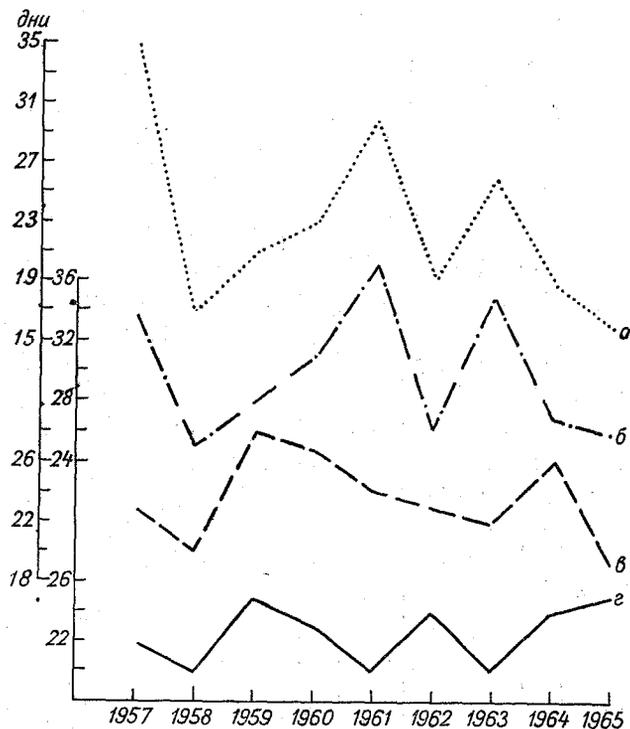


Рис. 1. Изменение суммарного годового числа дней с грозой по различным районам.

а — Северо-Западное УГМС; б — среднее число грозовых дней по 5 УГМС (Северное, Мурманское, ЭССР, ЛатвССР, ЛитССР); в — УГМС КазССР; г — среднее число грозовых дней по 4 УГМС (Красноярское, Забайкальское, Иркутское, Западно-Сибирское).

фичной для данной формы картиной распределения основных высотных гребней и ложбин. Как видно из рис. 3, в кульминационной стадии процессов формы Е на ЕТС расположен резко выраженный высотный гребень с осью, проходящей приблизительно через Урал, при этом вся ЕТС попадает в зону теплых и богатых влагой южных потоков. Указанное обстоятельство является главной причиной, обуславливающей интенсивное развитие гроз.

В работе А. С. Григорьевой [5] установлено, что при восточном типе циркуляции влагосодержание на ЕТС повышено на всех уровнях в слое 0—5 км по сравнению с другими типами циркуляции. Так как влагосодержание при типе Е наибольшее за счет выноса влаги с более южных районов и за счет испарения при высоких температурах, то и вероятность грозовой деятельности большая. Для сравнения полученных ежегодных данных с числом грозовых дней за длительный период нами были подсчитаны по управлению ЕТС средние многолетние числа дней с грозой

с 1891 по 1950 г. по данным климатологических справочников. Полученные результаты сведены в табл. 2, данные которой показывают, что грозовая активность за период МГГ — МГСС выше средней многолетней. Следовательно, закономерно, что при летнем преобладающем восточном типе циркуляции грозовая деятельность на ЕТС за 1957—1965 гг. выше нормы.

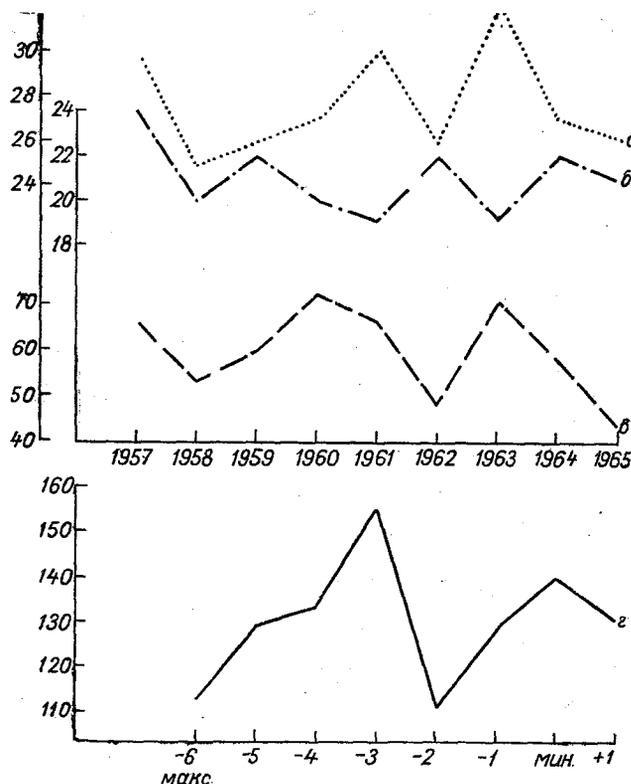


Рис. 2. Изменение среднего годового числа дней с грозой. а — ЕТС, б — АТС, в — изменение числа дней с формой Е за грозовой период 1957—1965 гг., г — изменение повторяемости формы Е за пять солнечных циклов на нисходящей ветви.

К востоку от Урала преобладают выносы воздушных масс с севера и в этих холодных, значительно более сухих массах развитие гроз менее вероятно. Чередование высотных гребней и ложбин, наблюдаемое в течение рассматриваемого периода, может объяснить распределение гроз и в других районах северного полушария, например в Северной Америке, где, по данным З. П. Клейменовой [6], грозовая и солнечная деятельность находится в противофазе, т. е. в таких же условиях, как на территории Восточной Сибири. В Северной Америке расположена восточная периферия высотного гребня и ложбина.

Следующим этапом настоящей работы явилось сопоставление изменений грозовой деятельности с изменениями солнечной активности. Как показано на рис. 2, наиболее существенная для процессов грозообразования восточная форма циркуляции имеет ход, определенным образом фазированный в 11-летнем цикле. На графике, построенном по ЕТС для 1957—1965 гг., видны резко выраженные максимумы в 1961—1963 гг.

и минимум в 1962 г. (рис. 2 а). Такой ход повторяемости формы циркуляции Е весьма близок к кривой, построенной Л. А. Вительсом [7] для пяти с половиной солнечных циклов с 1891 по 1956 г. (рис. 2 г). Форма Е имеет максимальную повторяемость в 0—3-й годы, минимальную во 2-й год относительно минимума солнечной активности. Графики повто-

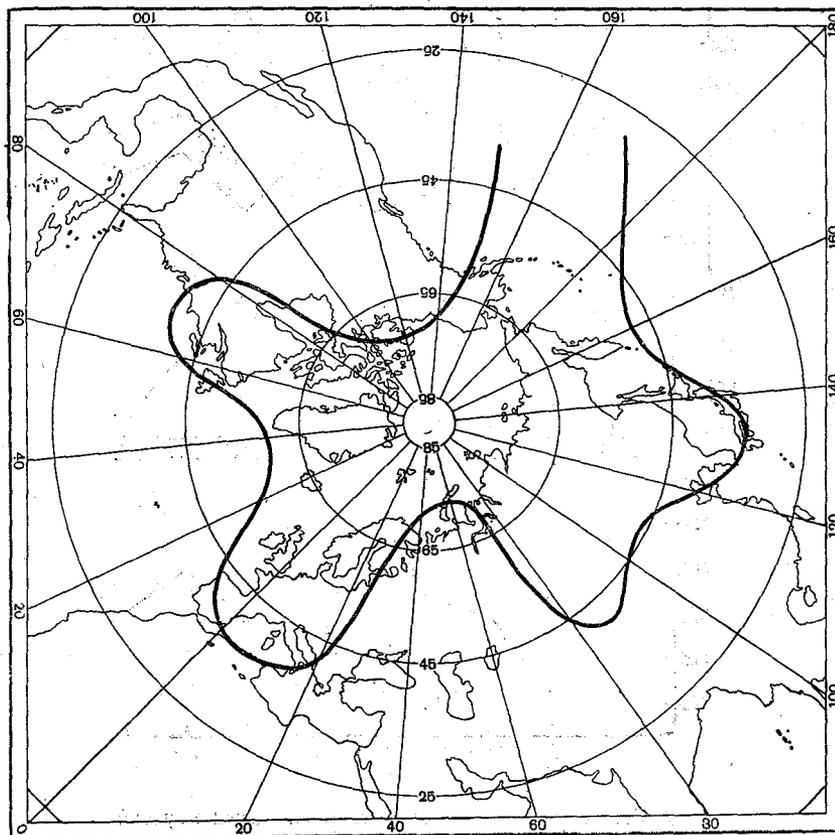


Рис. 3. Положение основных высотных (500 мб) гребней и ложбин в кульминационной стадии восточной формы циркуляции.

рваемости восточной формы циркуляции выявляют так же, как и ход грозовой деятельности на ЕТС, двойную волну, особенно четкую около минимума 11-летнего цикла.

В ходе чисел Вольфа в 11-летнем солнечном цикле минимумы выражены также более резко, чем максимумы. Двойная волна в солнечном цикле, как указано в [7], возможно, связана с изменениями корпускулярной составляющей активной радиации солнца. Очевидно, солнечная активность закономерно воздействует на атмосферную циркуляцию. Наличие максимума в ходе различных метеорологических элементов в конце 11-летнего солнечного цикла отмечалось некоторыми исследователями [8, 9]. Причиной появления этого вторичного максимума является оптимальное, по отношению к земле, расположение активных областей на солнце вблизи экватора в конце цикла. Для характеристики изменения

Отклонение среднего числа дней с грозой от многолетнего,
выраженное в процентах

Наименование УГМС	а	1957 г.		1958 г.		1959 г.		1960 г.		1961 г.		1962 г.		1963 г.		1964 г.		1965 г.	
		в	с	в	с	в	с	в	с	в	с	в	с	в	с	в	с	в	с
Мурманское . . .	6	8	133	3	50	9	150	8	133	12	200	5	83	9	150	9	150	6	100
Северное	И	22	200	13	118	16	145	12	109	23	209	15	136	22	200	17	154	14	127
ЭССР	15	27	180	11	73	14	93	21	140	28	187	14	93	25	167	16	107	16	107
ЛатвССР	18	27	150	21	117	25	139	31	172	33	183	20	111	30	167	18	100	20	111
ЛитССР	19	28	147	24	126	24	126	33	174	34	179	25	132	36	190	23	121	23	121
Северо-Западное	18	35	195	17	94	21	117	23	128	30	167	19	106	26	144	19	106	16	89
Центральное . . .	22	33	150	25	114	30	136	27	123	31	141	26	118	30	136	21	96	24	109
Центрально-Чер- ноземных об- ластей	26	36	138	31	119	36	138	31	119	34	131	34	131	31	119	31	119	31	119
Верхне-Волж- ское	21	31	148	27	128	36	171	27	128	30	143	27	128	31	148	26	124	27	128
Приволжское . . .	21	26	124	27	128	30	143	27	128	32	152	28	133	31	148	31	148	26	124
БССР	24	31	129	23	96	25	104	30	125	31	129	29	121	34	142	25	104	22	92
УССР	25	26	104	26	104	30	120	32	128	30	120	20	80	32	128	29	116	28	112
МССР	25	28	112	30	120	33	132	26	104	26	104	29	116	36	144	33	132		
Северо-Кавказ- ское	25	26	104	25	100	24	96	28	112	26	104	20	80	26	104	24	96	22	88
ГрузССР	35	39	111	35	100	37	106	36	103	37	106	33	94	43	123	43	123	38	108
АрмССР	46	63	137	53	115	55	119	57	124	44	96	51	111	65	141	48	104	53	115

Примечание. а — среднее число грозовых дней за год; в — среднее годовое число дней с грозой за 1891—1950 гг. (норма); с — отношение среднего числа дней с грозой к норме в процентах ($s = \frac{в}{а}$).

грозовой деятельности в зависимости от солнечной активности также использованы материалы катодного пеленгования очагов атмосфериков. В докладе на Всесоюзной конференции по результатам исследований МГСС В. А. Соловьев [10] приводил данные о грозовой активности по материалам пеленгования атмосфериков. На основе этих исследований было получено, что на территории от 30 до 60° с. ш. и от 30° з. д. до 80° в. д. имеется явная тенденция к уменьшению грозовой деятельности к концу периода 1961—1965 гг. с некоторым увеличением в 1963 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Bezold W. V. Über zundende Blitze im Königreich Bayern während des Zeitraumes 1833 bis 1882. Abh. d. Kgl. Bayer, Akad. d. Wiss., 11, k. I, XV Bd 1 Abt., München, 1884.

2. Рубашев Б. М. Проявление циклов солнечной активности в ледовитости Балтийского моря. Солнечные данные, № 1, 1964.

3. Покровская Т. В. О воздействии солнечной активности на режим температуры. Труды ГГО, вып. 65, 1956.
4. Гирс А. А. Основы долгосрочных прогнозов погоды. Гидрометеоздат, 1960.
5. Григорьева А. С. Потоки влаги при типах циркуляции Г. Я. Вангенгейма. Труды ГГО, вып. 111, 1961.
6. Клейменова З. П. Об изменении грозовой активности в солнечном цикле. Метеорология и гидрология, № 8, 1967.
7. Вительс Л. А. Многолетние изменения повторяемости форм атмосферной циркуляции и их преобразования в связи с солнечной активностью. Труды ГГО, вып. 90, 1960.
8. Вительс Л. А. Влияние солнечной активности на связь зимних и весенних температур воздуха. Солнечные данные, № 9, 1962.
9. Köppen W. Lufttemperaturen, Sonnenflecke und Vulkanausbrüche. Meteorol. Zs. Bd 31, 1914.
10. Соловьев В. А. Пространственно-временные характеристики грозовой активности по данным пеленгования атмосфериков. См. наст. сб.

Н. А. ПАРАМОНОВ

**ИССЛЕДОВАНИЕ СВЯЗИ МЕЖДУ АКТИВНОСТЬЮ СОЛНЦА
И ГРАДИЕНТОМ ПОТЕНЦИАЛА ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ
В АТМОСФЕРЕ ПО МАТЕРИАЛАМ СТАНЦИЙ
СОВЕТСКОГО СОЮЗА ЗА 1957—1967 гг.**

Впервые влияние солнечной активности на электрическое поле Земли исследовал в 1924 г. Л. А. Бауэр [1]. Он воспользовался наблюдениями за градиентом потенциала станций Брюссель, Луис, Перпиньян, Леон, Гринвич, Кремсмюнстер, Кью, Эбро, Эксдаламюир. Продолжительность рядов наблюдений по этим станциям была от одного до трех 11-летних циклов солнечной активности, характеризуемой числами Вольфа. Бауэр получил, что связь между числами солнечных пятен и градиентом потенциала обнаруживается, но не по всем станциям и не по всем циклам солнечных пятен. В результате он пришел к выводу, что связи между электрическим полем в атмосфере и числами солнечных пятен нет или почти нет. Следует отметить, что использованные Бауэром наблюдения были неодновременными, методика несовершенна и ошибки наблюдений значительны. Ц. В. Лютц [2], сопоставляя данные наблюдений за градиентом потенциала для нормальных дней в Мюнхене за 20 лет (1906—1925 гг.) с относительными числами солнечных пятен, очевидной связи также не обнаружил, хотя градиент потенциала и испытывал в этот период значительные колебания.

В 1939 г. Р. А. Аллик и Н. И. Леушин [3] опубликовали результаты 20-летних наблюдений за элементами атмосферного электричества в Павловске. Они сопоставили кривые многолетнего хода градиента потенциала электрического поля в атмосфере, электрической проводимости воздуха и вертикального тока проводимости с кривой многолетнего хода солнечных пятен. Сравнение этих кривых показывает, что на отдельных участках кривые градиента потенциала, вертикального тока проводимости и числа солнечных пятен параллельны между собой.

Такое же сопоставление кривых градиента потенциала с числами солнечных пятен провели Е. А. Чернявский для Ташкента [4], В. В. Зыкова для Южно-Сахалинска [5]. Результаты их сравнений аналогичны тем, которые были получены для Павловска. Из рассмотрения известных нам работ следует, что до сих пор вопрос о связи атмосферно-электрических величин с солнечной активностью, даже в чисто внешнем ее проявлении, является неясным.

К настоящему времени накоплен значительный материал одновременных наблюдений за элементами атмосферного электричества, проводимых по единой программе и методике наблюдений.

Таблица 1

Список станций и некоторые особенности расположения их

№ п/п	Станция	Удаленность от города	Особенности расположения
1	Мурманск	В 3 км к северу от г. Мурманска	На расстоянии 3—4 км к северу находится Кольский залив
2	Воейково	В 14 км к востоку от г. Ленинграда	Открытая невысокая возвышенность
3	В. Дубрава	В 35 км к востоку от г. Свердловска	Достаточно открытое ровное место
4	Иркутск	г. Иркутск	Вершина холма. Кругом деревья
5	Киев	г. Киев	Невысокая плоская возвышенность на окраине города
6	Б. Елань	В 12 км к северу от г. Ю-Сакхалинска	Открытое место; с востока и запада невысокие горы
7	Одесса	г. Одесса	Берег моря
8	Душети	В 50 км к северу от г. Тбилиси	Отлогий котлован Кавказских гор
9	Ташкент	г. Ташкент	Скорость ветра мала в течение всего года

Таблица 2

Средние годовые величины (%) градиента потенциала электрического поля в атмосфере по станциям Советского Союза за 1957—1967 гг. по всем дням (верхняя строка) и нормальным дням (нижняя строка)

№ п/п	Станция	Годы										
		1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967
1	Мурманск	127	132	100	127	132	76	66	66	80	118	76
		121	121	102	124	110	91	87	76	87	91	95
2	Воейково	97	121	97	127	103	91	103	85	91	91	91
		121	104	104	104	104	87	98	81	87	104	104
3	В. Дубрава	110	110	103	116	103	75	103	83	103	96	103
		112	94	100	112	112	94	88	94	100	94	100
4	Иркутск	120	120	120	136	136	71	48	54	87	120	87
		104	101	97	108	93	93	89	85	112	109	116
5	Киев	202	162	122	108	95	81	81	54	68	54	68
		143	158	128	120	98	75	83	53	75	75	90
6	Б. Елань	101	94	82	76	63	50	69	113	176	164	113
		116	109	88	88	88	75	88	102	115	115	115
7	Одесса	101	96	112	112	96	96	101	101	96	90	101
		106	98	106	106	98	93	93	93	102	93	115
8	Душети	126	126	99	113	113	84	56	84	99	84	113
		130	106	106	106	118	82	71	82	94	94	106
9	Ташкент	116	95	95	105	116	95	84	84	105	105	105
		126	96	104	96	96	96	89	89	104	104	104
	Среднее	122	117	103	113	103	80	79	80	101	102	95
		120	110	104	107	102	87	87	84	97	98	105

В настоящей статье использованы материалы измерений градиента потенциала электрического поля атмосферы по 9 станциям Советского Союза за период от МГГ до МГСС. Период МГГ — МГСС характеризуется исключительно большой амплитудой солнечной активности. Поэтому при наличии связи между солнечной активностью и метеозементами она должна была бы проявиться наиболее четко в этот период.

В предлагаемой работе сопоставлялись средние годовые величины градиента потенциала электрического поля в атмосфере с активностью

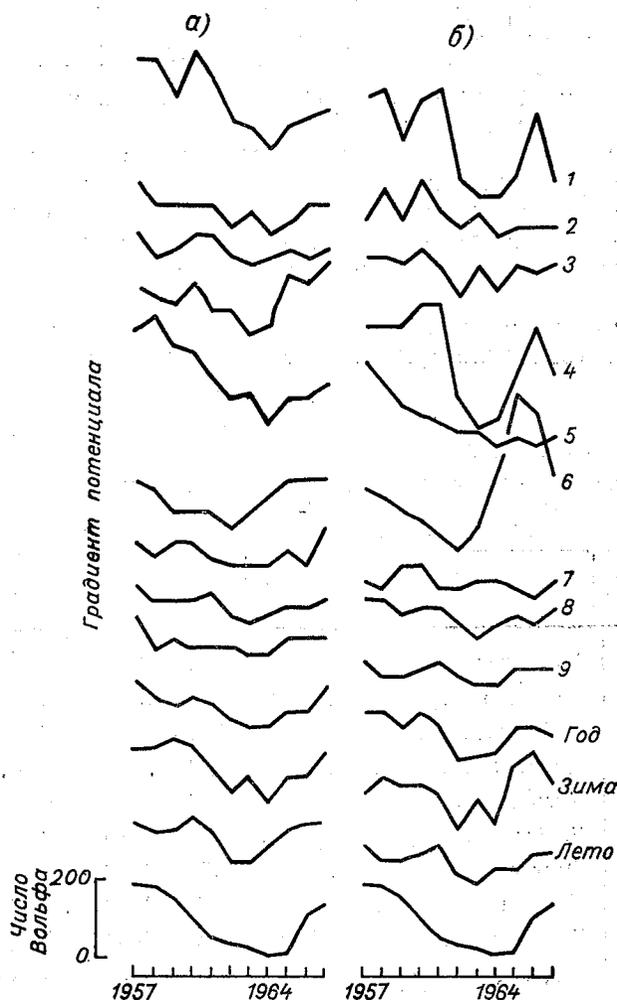


Рис. 1. Сопоставление средних годовых величин градиента потенциала электрического поля в атмосфере с числами Вольфа по нормальным дням (а) и всем дням (б). Кривые 1—9 приведены по данным станций 1—9, указанных в таблицах.

Солнца (числами Вольфа) за 1957—1967 гг. по всем станциям Советского Союза. В табл. 1 приведен список этих станций, указана удаленность станций от города и некоторые местные их особенности.

На всех станциях наблюдения за градиентом потенциала проводились по методу коллектора с использованием аппаратуры с радиоак-

тивным коллектором. Регистрация осуществлялась с помощью механического электрографа. На большинстве станций коллектор был установлен на высоте 2 м от поверхности земли и на расстоянии 1,5 м от стены дома, за исключением ст. Иркутск, где коллектор был установлен на расстоянии 6 м от стены дома. Это было вызвано сильным искажением электрического поля башней, расположенной над крышей дома.

В табл. 2 и на рис. 1 приведены средние годовые значения градиента потенциала в процентах от средней величины за весь период по всем дням и нормальным дням. Нормальный день определяется следующими условиями: нет осадков, гроз, тумана, метели, общая облачность не превышает трех баллов, а скорость ветра — 6 м/сек. и нет других явлений, сильно возмущающих электрическое поле в атмосфере; градиент потенциала больше нуля, но меньше 500 в/м.

Из рассмотрения табл. 2 и рис. 1 следует, что наряду со значительными случайными отклонениями, вызванными влиянием различных факторов, также имеется параллельность в изменении кривых градиента потенциала и чисел Вольфа. Это видно по средним данным всех станций и каждой станции в отдельности, как по всем дням, так и по нормальным дням.

В годы максимума числа солнечных пятен градиент потенциала был больше, чем в годы минимума. Из более подробного анализа данных

Таблица 3

Коэффициенты корреляции между средними годовыми величинами градиента потенциала электрического поля в атмосфере и средними годовыми величинами чисел солнечных пятен периода 1957—1967 гг.

№ п/п	Станция	Нормальные дни	Все дни
1	Мурманск	0,67 (0,12)	0,56 (0,15)
2	Воейково	0,65 (0,12)	0,37 (0,18)
3	В. Дубрава	0,32 (0,19)	0,41 (0,18)
4	Иркутск	0,54 (0,16)	0,63 (0,13)
5	Киев	0,86 (0,07)	0,94 (0,11)
6	Б. Елань	0,23 (0,21)	-0,04 (0,22)
7	Одесса	0,55 (0,15)	0,24 (0,11)
8	Душети	0,67 (0,12)	0,69 (0,20)
9	Ташкент	0,59 (0,14)	0,33 (0,19)
	Среднее	0,56 (0,14)	0,46 (0,16)
	Год	0,72 (0,10)	0,70 (0,11)
	Зима	0,85 (0,06)	0,66 (0,19)
	Лето	0,60 (0,13)	0,60 (0,13)

получается, что отдельные большие отклонения градиента потенциала от своего среднего значения по всем дням связаны с местными явлениями. Так, например, большие значения градиента потенциала на станциях Большая Елань в 1965—1966 гг. и Мурманск в 1960 и 1966 гг. связаны с сильными и продолжительными метелями, наблюдавшимися там в эти годы. Большие значения градиента потенциала в Иркутске в 1960—1961

в 1966 гг. объясняются сильными и продолжительными туманами, которые возникали на р. Ангаре и затем распространялись до пункта наблюдений.

В табл. 3 приведены коэффициенты корреляции между градиентом потенциала и числами Вольфа по всем дням и нормальным дням. В скобках даны ошибки определения коэффициентов корреляций. Коэффициенты корреляции по нормальным дням оказались положительными для всех без исключения станций. Коэффициент корреляции по средней годовой кривой равен 0,72. Коэффициенты корреляции по всем дням также положительные, за исключением ст. Большая Елань, для которой коэффициент корреляции равен $-0,04$, что объясняется влиянием местных факторов, в данном случае — частыми метелями. Коэффициент корреляции для средних годовых значений по всем дням равен 0,70.

Теория корреляционной связи [6], [7] показывает, что если коэффициент корреляции рассматриваемой связи $k \geq 6\Delta k$, где Δk — ошибка определения k , то рассматриваемая связь приемлема. По нормальным дням среднее годовое отношение для всех станций $\frac{k}{\Delta k} = 7,2$, по всем дням — $\frac{k}{\Delta k} = 6,4$. Это также справедливо для большинства отдельных станций.

На основании полученных результатов можно прийти к следующему выводу: по наблюдениям на 9 станциях Советского Союза, за период 1957—1967 гг. получается достаточно выраженная прямая связь между градиентом потенциала электрического поля в атмосфере и активностью Солнца (числами Вольфа), которая, однако, по некоторым станциям маскируется влиянием других факторов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Bauer L. A. Correlation between solar activity and atmospheric electricity. *Terrestrial Magnetism and Atmospheric Electricity*, vol. 29, No. 1 and No. 4, 1924.
2. Lutz C. W. Das normale luftelektrische Potentialgefälle in München 1906—1925. *Sitzungsberichte der mathematisch — naturwissenschaftlichen Abteilung der Bayerischen Akademie der Wissenschaften zu München*. H. 1, 1928.
3. Аллик Р. А., Леушин Н. И. Некоторые выводы из наблюдений над электрическим состоянием атмосферы в Павловске за 20 лет (1916—1935 гг.). *Труды ГГО*, вып. 30, 1939.
4. Чернявский Е. А. Электрическое поле районов Средней Азии. *Труды Ташкентской Геофизической обсерватории*, вып. 9, 1954.
5. Зыкова В. В. Градиент электрического потенциала атмосферы в г. Южно-Сахалинске за 1933—1946 гг. *Труды ГГО*, вып. 58(120), 1956.
6. Брукс К., Каруэрс Н. Применение статистических методов в метеорологии. *Гидрометеоздат, Л.*, 1963.
7. Кондратьева Е. Прямолинейная корреляция. *Гидрометеоздат, М.*, 1935.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ АТМОСФЕРИКОВ ДЛЯ ПОЛУЧЕНИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

Радиосигналы, генерируемые молнией (называемые кратко атмосфериками), обычно рассматриваются как помехи для дальней радиосвязи, с которыми практически всегда приходится считаться. Особенно трудно избавиться от помех в сверхдлинноволновом диапазоне, где интенсивность атмосфериков наиболее велика. Однако именно благодаря интенсивности атмосфериков в этом диапазоне геологи начали использовать их в последнее время в качестве полезных сигналов при геофизической разведке [1], [2]. Значительно раньше, фактически с момента возникновения радиотехники, появились специальные приемники, предназначенные для регистрации атмосфериков с целью использования полученных данных в метеорологии. По мере усовершенствования аппаратуры и увеличения дальности приема стали выдвигаться вопросы, касающиеся распространения атмосфериков. Изучение особенностей распространения радиоволн сверхнизкочастотного диапазона представляет интерес как для радиофизики, так и для улучшения методики дистанционных наблюдений за грозами.

Для геофизических исследований наиболее интересна область частот ≤ 10 кгц, где атмосферика становятся не только объектом исследований, но и средством для получения необходимой информации. В последнем случае приходится сразу же обратить внимание на трудности, связанные с нестабильностью используемых естественных сигналов, тогда как при исследовании атмосферных радиопомех изменчивость тех же сигналов не препятствует выводу основных закономерностей и в конечном счете не влияет на результат [3]. Распределение амплитуд атмосфериков вблизи источника подчиняется логарифмически нормальному закону с достаточно устойчивым средним значением стандартного отклонения $\sigma \sim 7-8$ дБ [4]. Несмотря на отдельные замечания о заметной изменчивости σ для индивидуальных гроз, вывод о существовании указанного типичного значения этого параметра подтверждается рядом работ, например [5], [6].

К особенностям атмосфериков, затрудняющим получение необходимой информации, относится фактически избыточность получаемых данных; например, амплитуды атмосфериков характеризуют как удаленность, так и силу разряда, но разделить эти факторы в большинстве случаев не удается. В различных странах на протяжении нескольких десятилетий делались неоднократные попытки разработать методику локализации грозовых очагов по данным наблюдений в одном пункте (частично они обобщены в обзоре [7] и монографии [8]), но практически

значимых результатов до последнего времени получить не удавалось. Дальнейшие поиски поддерживались, вероятно, только привычным представлением о равноправности координат. Хотя подобные соображения опровергаются простым примером (очень легко определить положение звезды на небе и очень трудно измерить расстояние до нее), преимущества однопунктных наблюдений настолько очевидны, что заставляют вносить эту задачу в список наиболее актуальных проблем в области изучения атмосфериков [9].

В результате обращения к детальным статистическим характеристикам были созданы предпосылки для перехода от простого перечисления ряда неудачных попыток оценки расстояния по амплитудам к объяснению общей причины этих неудач. Для обоснования возможности одновременного определения удаленности R и активности A грозового очага, что предусматривалось получить с помощью последнего метода, предложенного Волландом и Хейдтом [10], [11], решающее значение имеет конкретный вид амплитудного распределения атмосфериков в источнике $W(E)$. При наличии удаленных очагов обычно регистрируется преимущественно «хвост» распределения $W_1(E)$, относящийся к сравнительно большому пороговым значениям E в источнике. Если приближенно аппроксимировать степенными функциями $E(R) \sim R^{-k}$ (зависимость напряженности поля от расстояния R) и $W_1(E) \sim E^{-q}$, для чего имеются определенные основания, результаты амплитудных измерений можно представить формулой

$$W^*(E) \approx (bAR^{-k})E^{-q}, \quad (1)$$

где b — некоторый коэффициент.

Следовательно, вместо искомым значений R и A по данным наблюдений получается только множитель (bAR^{-k}) , т. е. поставленная задача остается нерешенной. Полученные недавно дополнительные данные о хвосте распределения не могут, вероятно, существенно изменить эту оценку [25]. Искусственно выбранная Волландом [12] формула

$$W^*(E) = A \exp[-Ef(R)], \quad (2)$$

где $f(R)$ — определенная функция расстояния до очага, не согласуется как с указанными выше данными об амплитудном распределении атмосфериков вблизи источника, так и с результатами специальных измерений, проведенных на полевой базе ГГО в Воейково [13], которые подтверждают соотношение типа (1). Определенный интерес представляет только техническая часть работы [11], относящаяся к использованию линейной развертки по азимутам. Возможность применения такой развертки была достаточно очевидна для специалистов, однако в действующих приборах она раньше не применялась, хотя при решении частных задач может успешно заменить старые схемы, предназначенные для непрерывной регистрации распределения атмосфериков по азимутам [14].

В качестве исключения необходимо отметить, что амплитудный метод может быть успешно использован для решения не рассматриваемой здесь частной задачи о локализации близких грозовых очагов (расположенных на расстояниях до 200—300 км) по данным наблюдений в одном пункте [15], [16]. Важное значение имеет при этом выбор фиксированной рабочей частоты с целью исключения влияния далеких гроз.

Серьезная критика, которой почти сразу подвергаются подновленные варианты предложенных ранее однопунктных методов локализации удаленных грозовых очагов, побудила сосредоточить внимание на вопросах, связанных с усовершенствованием традиционного базисного метода [8]. При внимательном анализе проводимых операций и действия

различных узлов были обнаружены как необоснованные усложнения, так и недостаточная специализация отдельных схем. Переходя на двухградусную шкалу и уплотненный код, подготавливая схему для подавления отраженных импульсов [17] и регулярного контроля пеленгов по радиостанциям [18], можно было предполагать, что путем последовательного решения отдельных частных вопросов, привлечения дополнительных данных относительно времени прихода сигналов для определения вспомогательных линий положения (гипербол) [19] и т. д. удастся наладить получение в кратчайший срок необходимой информации о расположении грозных очагов. К сожалению, на этом пути приходится в конце концов столкнуться с принципиальным затруднением, препятствующим резкому улучшению традиционного метода пеленгования источников атмосфериков.

Не имея возможности существенно улучшить способ опознавания индивидуальных атмосфериков, который не может быть сведен, как еще недавно считалось, только к очень жесткой синхронизации наблюдений, приходится признать, что авторы данной статьи еще недавно значительно переоценивали значение базисного метода [19], [20]. Отказываясь от традиционного метода, приходится подыскивать новую основу для дальнейших исследований. При этих поисках в известной степени можно было руководствоваться тенденцией развития радионавигационной техники, в которой все большую роль играет аппаратура, основанная на фазовых методах [21]. Однако в действительности выбор нового направления определялся тем, что можно еще реально измерить, исходя из последовательного применения представлений о спектральных составляющих сигнала в противовес жаргонному «звону контура» (опробергая при этом литературное указание о невозможности получения фазовых скоростей радиоволн методом настроенных узкополосных приемников [22]).

При отсутствии каких-либо реальных возможностей для оперативного использования данных полного гармонического анализа с целью локализации источников атмосфериков заметить перспективность фазового метода было особенно трудно. В этом направлении результаты полного гармонического анализа небольшого числа атмосфериков (порядка 20—40) использовались пока только для оценки возможной погрешности определения расстояния по эмпирической формуле типа

$$f^n d[\varphi(f)] / df \sim R, \quad (3)$$

где f — частота, $\varphi(f)$ — фаза, показатель n имеет значение порядка 1,9—2,2. При этом вероятные ошибки определения R оцениваются величиной около ± 200 —300 км [24], [25].

Наблюдения нового типа, организованные с целью получения минимально необходимой информации для оценки расстояния фазовым методом, были начаты летом 1965 г. на полевой базе ГГО в Воейково (под Ленинградом). Предварительные оценки, основывавшиеся на теоретических данных [26], с которыми в большей части рассматриваемого интервала согласовывались экспериментальные результаты [22], [27], позволяли предполагать, что при отношении частот выбранных гармоник 1:2 разности фаз изменяются на целый цикл при изменении расстояния на несколько тысяч километров. В таком случае, выбрав частоты, для которых это расстояние (l) достаточно велико (не меньше 3000—4000 км), можно было бы сначала оценить удаленность источника по модулю l , а потом устранить неопределенность по другим данным. Казалось, что решение последней задачи не вызовет значительных затруднений, так как систематические данные об удаленности источников большинства принимаемых и пеленгуемых атмосфериков в то время отсутствовали. Перво-

Начально летние измерения 1965 г. проводились именно с целью выбора подходящих частот.

Аппаратура состояла из двух однотипных приемников прямого усиления и блока с электронно-лучевой трубкой. Оба приемника работали от общей антенны высотой около 15 м. Перед каждой отдельной серией наблюдений (со средней продолжительностью порядка одной недели) производилась настройка приемников на выбранные фиксированные частоты f_1 и f_2 , как правило, связанные соотношением $f_2=2f_1$. В пределах исследуемого диапазона (1—20 кгц) ширина полосы пропускания приемников (на уровне 0,5) изменялась примерно от 200 гц до 2 кгц, возрастая с увеличением частоты. Выходы приемников были соединены с отклоняющими пластинами электронно-лучевой трубки, что позволяло определять разность фаз по виду фигур Лиссажу.

Для облегчения наблюдений и устранения двузначности показаний в пределах полного цикла (по верхней частоте) применялась импульсная однократная подсветка. Импульс подсветки соответствовал по длительности одному периоду низкой частоты f_1 и имел форму затухающей экспоненты, указывая по изменению яркости трека направление пробега луча. На основании предварительных опытов было выяснено, что достаточно ограничиться визуальными наблюдениями, обозначая фигуры Лиссажу, получающиеся при разности фаз 0, 90, 180 и 270° цифрами 0, 1, 2, 3. Поместив на экране небольшие изображения четырех основных фигур, можно сравнительно легко различать переходные формы, употребляя дополнительно полуцелые числа (0,5; 1,5; 2,5; 3,5). Это требует, однако, известного навыка, приобретаемого в процессе работы. Во время проведенных наблюдений использовались в большинстве случаев только целые числа. На рис. 1 представлены образцы кривых, появляющихся на экране электронно-лучевой трубки в моменты прихода атмосфериков.

Результаты фазовых измерений должны быть связаны с расстоянием до соответствующих источников. Поэтому наблюдения были приурочены к дневным сеансам работы Европейского куста радиогониометрических пунктов (12 и 15 час. мск). Выбор индивидуальных атмосфе-

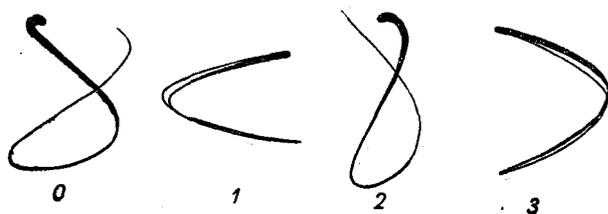


Рис. 1. Образцы фигур Лиссажу, получавшихся на экране фазометра для соответствующих условных индексов (0—3).

риков производился обычным способом по совпадению момента появления вспышки на экране трубки с приходом командного сигнала. Искомые расстояния находились после получения данных с других пунктов и прокладки соответствующих пеленгов на планшете.

Значительное число отсчетов разности фаз $\Delta\varphi$ не удалось использовать из-за отсутствия данных о расстоянии до очага, так как пеленгование источников часто не давало вполне определенных результатов. Лишь в редких случаях по азимуту можно было судить о принадлежности источника к вполне определенному очагу. В таких случаях брались

дополнительно средние значения из десятков отдельных отсчетов, сделанных во время наблюдений между сеансами.

Результаты первичной обработки данных, представленные в виде ряда парных значений $\Delta\varphi$ и R , где $\Delta\varphi$ — разность фаз, R — расстояние до источника, были использованы для определения величины l — расстояния, при прохождении которого $\Delta\varphi$ изменяется на полный цикл. При этом автоматически исключаются постоянные (в среднем) разности фаз в источнике и аппаратные сдвиги. Величина l для каждой серии наблюдений, относящейся к определенной паре частот f_1 и f_2 , находилась графическим способом. Все экспериментальные данные были нанесены на графики с координатами R , $\Delta\varphi$ (рис. 2), причем осредненные вели-

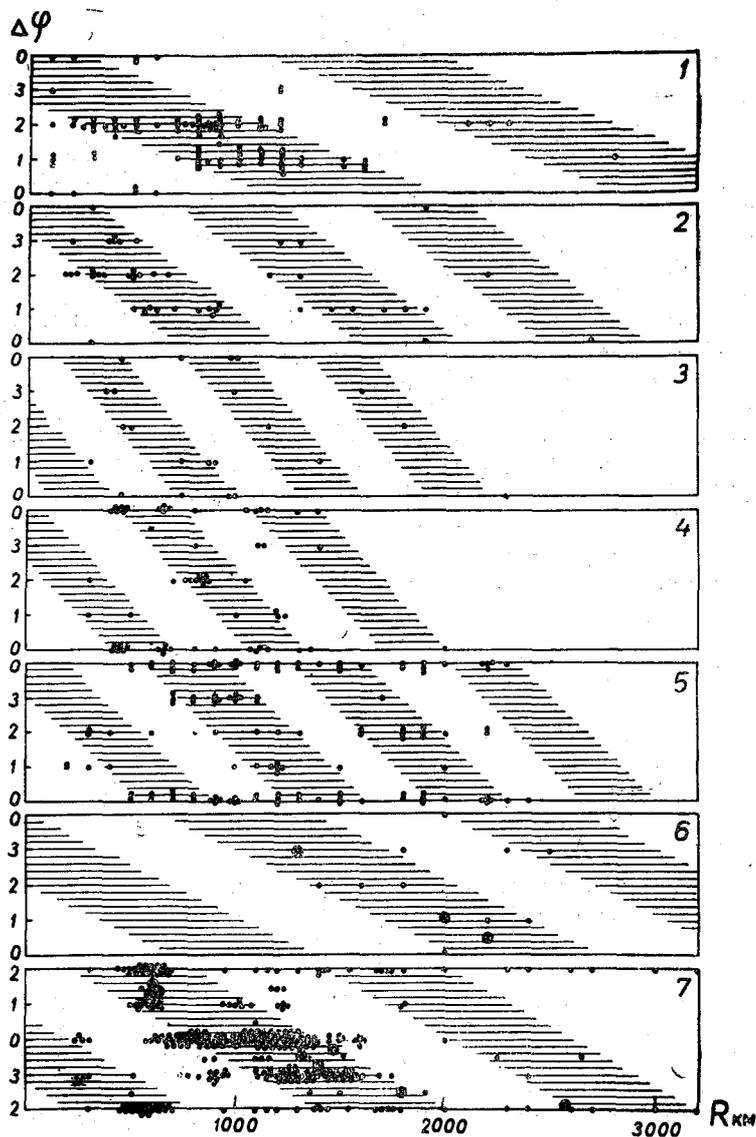


Рис. 2. Результаты сопоставления экспериментально полученных значений $\Delta\varphi$ с расстояниями до источников атмосфериков для пар кратных частот.

Графики пронумерованы в соответствии с табл. 1.

чины обозначены более крупными кружками. Полосы, внутри которых располагается большинство точек, на графиках выделены штриховкой. Естественно, что за счет принятой для $\Delta\phi$ шкалы с шагом, равным 90° , разброса начальных значений и т. д., полосы имеют значительную ширину.

В табл. 1 вместе с результатами, полученными в итоге обработки наблюдений, приведены общие данные, характеризующие каждую из проведенных серий (с соблюдением нумерации, принятой на рис. 2). В последних столбцах указаны величины $\lambda_{02} = c/f_2$ и $v^*(f) = v(f)/c$, где c — скорость света.

Таблица 1

№ серии	f_1 кгц	f_2 кгц	$\frac{f_2}{f_1}$	l км	λ_{02} км	$v^*(f_2)$	$v^*(f_1)$
1	1,05	2,1	2	1700	143	1,252	1,399
2	1,6	3,2	2	900	94	1,156	1,315
3	2,2	4,4	2	600	68	1,086	1,238
4	3,7	7,4	2	650	40	1,034	1,104
5	6,5	13,0	2	700	23	1,007	1,041
6	8,6	12,9	1,5	1400	23	1,008	1,025
7	9,7	19,4	2	1200	16	1,000	1,013

Во всем пройденном диапазоне значения l оказались неожиданно малы, что исключает возможность определения расстояния до источников атмосфериков по наблюдениям с помощью одного фазометра (позднее выяснилась также необходимость исключать все неопределенности фазовым методом из-за очень большого диапазона охватываемых расстояний). Полученные данные были использованы дополнительно для оценки зависимости фазовой скорости от частоты. Действительно, когда значения l найдены, фазовые скорости для соответствующих частот вычисляются шаг за шагом с помощью соотношения

$$l[v(f_2)]^{-1} - l[v(f_1)]^{-1} = (f_2)^{-1}, \quad (4)$$

откуда

$$v^*(f_1) = v^*(f_2) [1 - \lambda_{02} l^{-1} v^*(f_2)]^{-1}. \quad (5)$$

В качестве исходного допущения было принято, что при $f=20$ кгц нормированная фазовая скорость $v^*(20)=1$. Начальное значение $v^*(f_2)$ для каждой следующей серии наблюдений находилось путем интерполяции, согласно прямым, проведенным на рис. 3 (линия 3).

Изменение фазовой скорости в исследуемом диапазоне частот характеризуется рядом экспериментальных точек, нанесенных на график (рис. 3). Подъем точек оказался настолько крутым, что напомнил об основной особенности идеального волновода. В неограниченном плоском волноводе с идеально проводящими стенками зависимость фазовой скорости от частоты описывается простой формулой [29]

$$v^*(f) = f(f^2 - a)^{-\frac{1}{2}}, \quad (6)$$

где $a = (nc/2b)^2$, b — высота волновода, n — целое число.

Величину параметра a можно также подобрать по данным измерений $v^*(f)$. Результаты расчета по формуле (6) при $a=3$ (если f выраже-

но в килогерцах) представлены на рис. 3 в виде кривой 1. Эта кривая в диапазоне примерно от 4 до 20 кгц удовлетворительно согласуется с полученными здесь экспериментальными данными. Кривая 2 вычислена по эмпирической формуле, имеющей аналогичную структуру и подобранной с учетом полученных данных,

$$v^*(f) = (f^3 + 7)^{\frac{1}{2}} (f^3 + 7 - 3f)^{-\frac{1}{2}}. \quad (7)$$

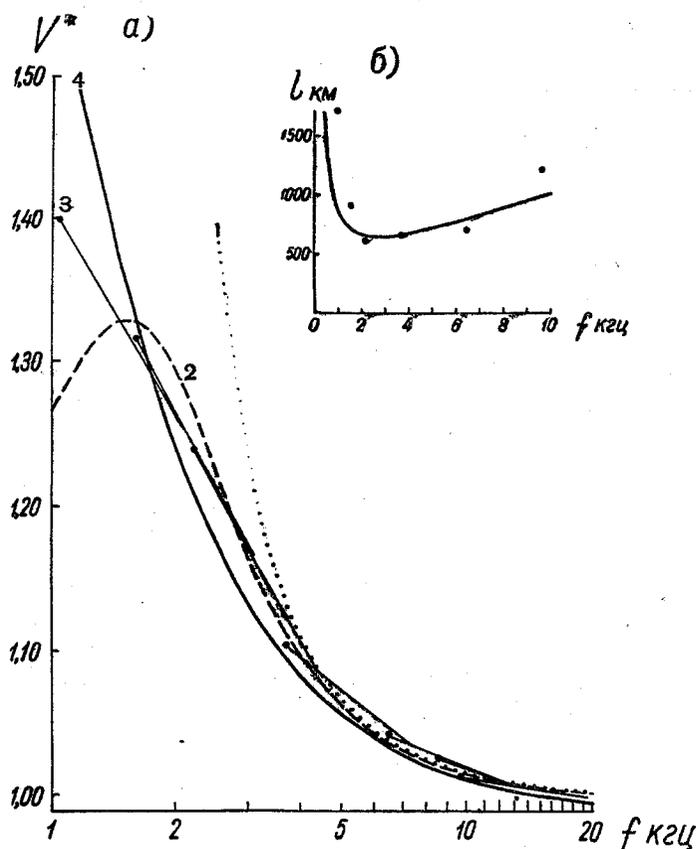


Рис. 3.

а — зависимость фазовой скорости от частоты, б — зависимость l от частоты.

Если исключить требование о сохранении структуры теоретической формулы (6) и подбирать кривую, передающую характер изменения l в зависимости от частоты по данным табл. 1 (рис. 3 а), получается эмпирическое выражение

$$v^*(f) = 0,99 [1 + 3(4f + f^2)^{-1}], \quad (8)$$

в котором корректирующий коэффициент 0,99 введен для привязки к значению $v^*(18) = 0,997$, взятому по [29]. Кривая 4 на рис. 3 вычислена по формуле (8); значительно позднее было обнаружено, что она практически совпадает с кривой, данной в диссертации Уивера [30] (цитируемой по статье [31]).

Выведенные эмпирические соотношения позволяют также получить оценку переводного множителя $\alpha = L/180^\circ$ для действующего комплекта фазометров, используемого при однопунктных наблюдениях за грозowymi очагами [32]. Через L обозначена длина пути, при прохождении которого разность отсчетов по двум фазометрам $\Delta\varphi_1 - \Delta\varphi_2 = \Delta'$ изменяется на 180° (по нижней частоте). Действительная величина множителя α была определена независимо от описанных выше предварительных измерений и оказалась равной приблизительно 100 км/град. для выбранных пар рабочих частот (7,19—14,38) и (6,55—13,10) кгц, следовательно, искомые расстояния $R \approx 100 \Delta'$.

Подставляя в формулу (5) кратные частоты $f_1 = f$, $f_2 = 2f$, можно написать

$$l = 150 f^{-1} v^*(f) v^*(2f) [v^*(f) - v^*(2f)]^{-1}, \quad (9)$$

где f — частота в килогерцах, l — расстояние в километрах.

При известных значениях l для каждой пары (a, b) величина L вычисляется на основании соотношения $(\pi L/l_a) - (\pi L/l_b) = \pi$ совершенно элементарно

$$L = (l_a l_b) (l_b^{-1} - l_a^{-1})^{-1}. \quad (10)$$

Если $v^*(f)$ задано формулами (6), (7) и (8), с помощью соотношений (9) и (10) получаются соответственно следующие величины: $l \sim 3000$ км, $L \approx 36\,000$ км, $\alpha \approx 200$ км/град.; $l \sim 500$ км, $L \approx 12\,000$ км, $\alpha \approx 70$ км/град.; $l \sim 800$ км, $L \approx 18\,100$ км, $\alpha \approx 100$ км/град. Следовательно, вариант с эмпирической формулой (8) представляется наиболее подходящим. С другой стороны, полученные значения $v^*(f)$ значительно отличаются от величин, приводимых в литературе.

До сих пор источником экспериментальных данных о фазовых скоростях электромагнитных колебаний звукового диапазона служили работы сотрудников ИЗМИРАН, систематически публиковавшиеся в течение последнего десятилетия. (Результаты английских измерений были опубликованы только в 1967 г. [31].) В этих работах последовательно применялся метод полного гармонического анализа атмосфериков, предложенный Я. Л. Альпертом [33]. Было выяснено, что фазовая скорость v нерегулярно изменяется около величины c [33] и имеет тенденцию к понижению с уменьшением f (для большинства указанных значений $v < c$) [34]. Через год были получены другие значения $v \geq c$ [35], [36], и с этого времени общая характеристика хода v сводится к утверждению, что с уменьшением f фазовая скорость возрастает и становится значительно больше c [37].

В статье [38], где более подробно приводятся первичные результаты этих исследований, отмечена громоздкость метода гармонического анализа, из-за чего была обработана только часть данных и получены фазовые характеристики 39 атмосфериков. При дальнейшем продолжении работы анализировались не только дневные, но и ночные данные (78 атмосфериков), а также результаты наблюдений, охватывавших значительно более широкий диапазон частот (от 60 гц до 30 кгц). Добавление новых данных привело к несколько отличным значениям v в интервале 1—3 кгц [22]. Однако сам автор статьи [22] не считал это расхождение существенным, говоря о полном согласии полученных результатов с результатами предыдущих работ [34], [35]. Дневные и ночные значения v оказались совпадающими в пределах точности измерений [27]. К таким же величинам фазовых скоростей привел анализ 11 атмосфериков, зарегистри-

рованных одновременно на двух пунктах, что освобождало от необходимости делать какие-либо допущения о спектре источника [39].

Полученные данные, считавшиеся наиболее важным результатом гармонического анализа атмосфериков [40], были использованы прежде всего для проверки теоретических значений v , помещенных в табл. 4 монографии [26]. Теоретическая кривая, характеризующая ход $v(f)$ для $R=1000$ км [33], расходится с данными табл. 4 [26] и не упоминается в следующих статьях. Сначала сравнение теоретических и экспериментальных данных носило преимущественно качественный характер и выводы ограничивались указаниями на нерегулярный ход v и примерное соответствие абсолютных значений $|v-c|$ [34]. Позднее на расширенном материале были сделаны вполне определенные выводы о хорошей согласованности теоретических и экспериментальных значений v при $f \geq (2 \div 5)$ кгц [22, 36, 38—41].

Расхождения, встречающиеся на низких частотах, объединялись в большинстве случаев [22, 36, 40] просачиванием радиоволн через ионосферу (толщина которой становится соизмеримой с длиной волны), о чем свидетельствует, в частности, появление свистящих атмосфериков. По-видимому, этот вывод не считался окончательным, так как в статье [27] сказано, что причина расхождения еще не ясна и вряд ли связана с выбором плоской модели. Только в самое последнее время, вслед за публикацией статьи [42], экспериментальные значения v^* , относящиеся к частотам $f < 4$ кгц, были исправлены [43] и стали согласовываться с теоретическими величинами.

Определение фазовой скорости по методу Я. Л. Альперта производилось также в США [44], где были организованы наблюдения на сети станций, очевидно, созданной ранее для регистрации электромагнитного излучения ядерных взрывов [45]. Несмотря на то что была использована сложная аппаратура, обеспечивавшая синхронизацию с точностью до 1 мсек. на расстояниях свыше 5000 км, много данных обработать не удалось. Вывод о согласованности теоретических и экспериментальных значений v , сделанный в [44], основан на результатах анализа семи атмосфериков, зарегистрированных в течение двухчасового интервала на четырех станциях. Полученные значения v , относящиеся к случаю распространения радиоволн над морем в ночное время (при частотах $f > 4$ кгц), хорошо согласуются с данными измерений, сделанных ранее в ИЗМИРАН. Дополнительная оценка эквивалентного значения критической частоты приводит к величине $f_h \approx 1$ кгц. Однако при более внимательном просмотре статьи [44] создается впечатление, что при обработке данных встретились определенные затруднения.

В статье Бредли и Хорнера [46] вместе с указаниями на возросший интерес к фазовым измерениям и реальность отмеченного в литературе увеличения крутизны фазовой характеристики с возрастанием расстояния [24] содержится уже конкретная критика метода полного гармонического анализа. Основная трудность связана с выбором начального момента времени или соответствующих точек кривых, существенно отличающихся друг от друга (если вообще существует какая-либо дисперсия [46]).

Конечно, при разработке фазового метода в принципе можно было бы использовать результаты абсолютных измерений v^* по сигналам радиостанций. Данные таких измерений (на частоте 18 кгц [29]) уже привлекались выше для перехода к абсолютным значениям v^* , так как по наблюдениям за атмосфериками получаются только относительные величины. Вопреки ожиданиям, точность измерения v^* по радиостанциям пока не особенно велика. В частности, сопоставляя экспериментальные

и теоретические значения v^* , Вайт [47] вынужден был сделать ряд оговорок, обосновывая допустимость сравнения ссылкой на трудность проведения по экспериментальным точкам какой-либо другой плавной кривой. Результаты новых измерений v^* на частоте 18,6 кгц в зависимости от выбора экспериментальных точек расходятся на 0,3%, а на частоте 20 кгц из-за разброса точек не были обработаны [48]. Для частот порядка 20 кгц изменения на 0,3% составляют заметную величину по сравнению с шириной интервала, внутри которого лежат возможные значения v^* . Эти примеры иллюстрируют трудность экспериментального изучения дисперсии фазовых скоростей. Практически при локализации источников атмосфериков наибольший интерес представляет свободный от радиостанций диапазон частот ниже 9 кгц.

Хейдт и Волланд, пытаясь разработать фазовый метод локализации далеких очагов [49], могли использовать для определения масштаба шкалы расстояний, очевидно, только литературные данные. В качестве исходного параметра они выбрали время задержки сигналов (Δt) на двух близких частотах f и $f + \Delta f$, считая, что Δt и R связаны между собой формулой

$$\Delta t = (ac^{-1}f^{-3}\Delta f)R. \quad (11)$$

Легко заметить, что формула (11) получается путем дифференцирования по f соотношения $t = (R/v)$, где для v берется теоретическое выражение (6) и в окончательном результате отбрасывается множитель, мало отличающийся от единицы (если f не слишком близко к $f_k = \sqrt{a}$). В соответствии с принятым в статье [49] значением a критическая частота $f_k \approx 1,15$ кгц. Заметим, что результаты теоретических расчетов Я. Л. Альперта [26] для $f \geq 3$ кгц почти идеально согласуются с формулой (6) при $R = 10\,000$ км [32] и хорошо согласуются с ней при меньших расстояниях, если принять $f_k = 0,9$ кгц. Хотя выбранное Хейдтом и Волландом значение f_k сравнительно мало отличается от последней величины, образец фогозаписи со шкалой расстояний дается только в первой статье [49]. В следующей статье этого же автора повторяется тот же самый единственный снимок, но без шкалы расстояний [50].

Необоснованное применение полной автоматизации к системе, работающей с естественными сигналами, добавило к трудностям внешнего порядка (связанным с уточнением данных о фазовых скоростях) недостатки аппаратуры, вызванные увеличением погрешностей в результате преобразования исходных сигналов и невозможностью отбраковки искаженных импульсов. Технические вопросы настолько поглощали внимание, что осталась незамеченной даже неточность, допущенная при определении измеряемого параметра. Поэтому нет никаких данных о практическом использовании установки, разработанной Хейдтом [50].

Для краткой характеристики обстановки, на фоне которой создавался однопунктный метод локализации грозных очагов, описанный в статье [51], потребовалось довольно много места, так как первоначальные представления о полноте, согласованности и точности имевшихся несколько лет назад данных относительно фазовых скоростей при более внимательном изучении литературы становились менее определенными и твердыми. Добавим, что некоторые из приведенных здесь данных еще не были известны в то время. Рассмотренные материалы далеко не безупречны и не доказывают ошибочности измерений, выполненных летом 1965 г. в порядке поисков метода однопунктных наблюдений. Ссылка на низкую точность измерений по фигурам Лиссажу не могла объяснить

несогласованность других оценок. Ответить на этот запутанный вопрос помогли результаты измерений, проведенных в 1967 г., когда уже был накоплен большой материал систематических однопунктных наблюдений [32].

Благодаря достаточно высокой точности измерений с помощью круговой развертки было экспериментально обнаружено резкое возрастание фазовой скорости на сравнительно небольших расстояниях от источника [52]. Описанные здесь предварительные измерения (1965 г.) охватывают преимущественно небольшие расстояния (до 1000—1500 км), а при обработке этих данных одинаково учитывались все точки (до самых малых R). Обнаруженное раньше расхождение результатов является следствием реального увеличения v^* на сравнительно небольших расстояниях. Необходимо подчеркнуть, что в работах по фазовому методу наблюдений за атмосфериками рассматривались всюду не дифференциальные, а средние фазовые скорости, относящиеся к интервалу $0-R$ (хотя для краткости черточка над v^* опускалась). Дифференциальные кривые $v_d^*(R)$ должны приближаться к предельным значениям $v_d^*(\infty)$ на меньших расстояниях, чем представленная в статье [51] кривая средних значений $v^*(R) = \overline{v^*(R)}$.

В заключение отметим, что связи различных разделов геофизики не ограничиваются периодом разработки метода измерений; систематически получаемые материалы, предназначенные непосредственно для решения метеорологических и атмосферноэлектрических задач, могут быть использованы, например, для характеристики особенностей распространения атмосфериков на различных трассах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Клейменова Н. Г. О выборе рабочей частоты в методе АФМАГ. Изв. АН СССР, физика земли, № 8, 1965.
2. W a g d S. H. AFMAG — airborn and ground. Geophys., 24, No. 4, 1959.
3. Махоткин Л. Г. Статистические характеристики амплитуд атмосфериков, Труды ГГО, вып. 177, 1965.
4. Махоткин Л. Г. Оценка параметров амплитудного распределения атмосфериков, генерируемых изолированным источником. Геомагн. и аэрономия, 4, 1964.
5. Dennis A. S., Pierce E. T. The return stroke of the lightning flash to earth as a source of VLF atmospherics. J. Res. NBS, Radio Sci., 68D, No. 7, 1964.
6. Dennis A. S. The flashing behaviour of thunderstorms. Bull. Amer. Met. Soc., 46, No. 8, 1965.
7. Pierce E. T. Some techniques for locating thunderstorms from a single observing station. Vistas in Astronomy, vol. 2. Pergamon Press, London — N. Y., 1956.
8. Кашпровский В. Е. Определение местоположения гроз радиотехническими методами. Изд-во «Наука», М., 1966.
9. Horner F. Radio-noise from thunderstorms. Advances in Radio Res., vol. 2. Acad. Press, London — N. Y., 1964.
10. Heydt G. Messung der Verteilung der spektralen Amplituden von Atmospheric lightning discharges from a single observing station. J. Atm. Terr. Phys., 66, No. 7, 1964.
11. Heydt G. Messung der Verteilung der spektralen Amplituden von Atmospheric unter Berücksichtigung des Einfallswincels. Int. Electron. Rdsch., 18, Nr. 12, 1964.
12. Volland H. Untersuchungen über das statistische Amplitudenspektrum atmosphärischer Störungen von einzelnen Gewitterherden. Nachrichtentechn. Zs., 17, Nr. 8, 1964.
13. Иньков Б. К., Махоткин Л. Г. Границы применимости амплитудного метода оценки расстояния до грозовых очагов. Труды ГГО, вып. 225, 1968.
14. Иньков Б. К. О применении линейной развертки при исследовании амплитудного распределения атмосфериков. Труды ГГО, вып. 225, 1968.
15. Махоткин Л. Г., Лыдзар П. С. Ориентировочная оценка удаленности гроз по амплитудам атмосфериков. Труды ГГО, вып. 146, 1963.

16. Лыдзар П. С. Установка для определения местоположения близких грозových очагов с одного пункта. Труды ГГО, вып. 188, 1966.
17. Иньков Б. К. Блок подсветки пеленгатора атмосфериков. Труды ГГО, вып. 188, 1966.
18. Иньков Б. К. Контрольный генератор для проверки работы пеленгатора атмосфериков. Труды ГГО, вып. 188, 1966.
19. Иньков Б. К. Исследование метода регистрации атмосфериков, применяемых для оценки грозовой деятельности. Труды ГГО, вып. 136, 1962.
20. Махоткин Л. Г., Асташенко А. И. Физические основы методов пеленгования грозových очагов и их техническая реализация. Труды ГГО, вып. 177, 1964.
21. Белобров А. П. Фазовые радионавигационные системы в гидрографии и океанологии. Гидрометеоздат. Л., 1961.
22. Михайлова Г. А. О спектрах атмосфериков и фазовой скорости электромагнитных волн на сверхнизких частотах. Геомагн. и аэрномия, 2, № 2, 1962.
23. Galejs J. Amplitude statistics of lightning discharge currents and ELF and VLF radio noise. J. Geoph. Res., 72, No. 11, 1967.
24. Sao K. A note on phase-frequency spectra analysed from wave forms of atmospheric. J. Atm. Terr. Phys., 24, No. 11, 1962.
25. Wadehra N. S., Tantry B. A. P. Phase spectra of distant atmospheric. J. Atm. Terr. Phys., 29, No. 11, 1967.
26. Альперт Я. Л. О распространении электромагнитных волн низкой частоты над земной поверхностью. Изд-во АН СССР, М., 1955.
27. Михайлова Г. А. Функция распространения и средняя фазовая скорость электромагнитных волн на сверхнизких частотах. Геомагн. и аэрномия, 5, № 1, 1965.
28. Ширман Я. Д. Радиоволноводы и объемные резонаторы. Связьиздат. М., 1959.
29. Steele F. K., Chilton C. J. Measurement of phase velocity of VLF propagation in the earth — ionosphere waveguide. J. Res. NBS. Radio Sci., 68D, No. 12, 1964.
30. Weaver J. D. On the phase spectra of atmospheric and the velocity of propagation of extremely low frequency radio waves. Ph. D. Thesis, Univ. London, 1964.
31. Challinor R. A. The phase velocity and attenuation of audio-frequency electromagnetic waves from simultaneous observations of atmospheric at two spaced stations. J. Atm. Terr. Phys., 29, No. 7, 1967.
32. Махоткин Л. Г., Иньков Б. К. Однопунктные методы наблюдений за грозowymi очагами. См. наст. сб.
33. Альперт Я. Л. Молния и распространение электромагнитных волн звуковой частоты. Успехи физ. наук, 60, № 3, 1956.
34. Альперт Я. Л., Бородина С. В. Исследование распространения длинных и сверхдлинных радиоволн методом анализа форм атмосфериков. Радиотехника и электроника, 1, № 3, 1956.
35. Бородина С. В. Гармонический анализ форм атмосфериков. Труды НИИЗМ, вып. 13, 1957.
36. Альперт Я. Л., Бородина С. В. О скорости распространения электромагнитных волн звуковой частоты. ЖЭТФ, 38, № 5/11, 1957.
37. Альперт Я. Л., Бородина С. В. О скорости распространения электромагнитных волн звуковой частоты. Радиотехника и электроника, 4, № 2, 1959.
38. Бородина С. В. Анализ форм атмосфериков. Труды ИЗМИРАН, вып. 17(27), 1960.
39. Михайлова Г. А., Куракина Т. И. О фазовой скорости электромагнитных волн в диапазоне 1—25 кгц. Геомагн. и аэрномия, 2, № 3, 1963.
40. Альперт Я. Л. Распространение радиоволн и ионосфера. Изд-во АН СССР, М., 1960.
41. Гусева Э. Г., Флигель Д. С. О расчетах распространения электромагнитных волн низкой частоты в волноводе земля — ионосфера. Геомагн. и аэрномия, 6, № 1, 1966.
42. Alpert J. A., Fligel D. S., Michailova G. A. The propagation of atmospheric in the Earth — ionosphere waveguide. J. Atm. Terr. Phys., 29, No. 1 and No. 11, 1967.
43. Альперт Я. Л., Гусева Э. Г., Флигель Д. С. Распространение низкочастотных электромагнитных волн в волноводе земля — ионосфера. Изд-во «Наука», М., 1967.
44. Jean A. G., Taylor W. L., Wait J. R. VLF phase characteristics deduced from atmospheric wave forms. J. Geophys. Res., 65, No. 3, 1960.
45. Jean A. G., Wait J. R. The use of electromagnetic signals emitted from nuclear explosions to study long-range VLF propagation. J. Geophys. Res., 70, No. 5, 1965.
46. Bradley P. A., Horner F. The spectra of lightning discharges at very low frequencies. J. Atm. Terr. Phys., 26, No. 11, 1964.

47. Wait J. R. Electromagnetic waves in stratified media. Pergamon Press — Mac-Millan Co, N. Y., 1962.
48. Kamas G., Morgan A. N., Jespersen J. L. New measurements of phase velocity of VLF. Radio Sci., 1, No. 12, 1966.
49. Heydt G., Volland H. Long-range detection of thunderstorms. Controller, 4, No. 2, 1965.
50. Heydt G. Messung spektraler Gruppenlaufzeitdifferenzen von Impulsen. Int. Elektron. Rundschau, 19, Nr 8, 1965.
51. Иньков Б. К. О возможности определения местоположения грозových очагов из одного пункта. Метеорология и гидрология, № 4, 1967.
52. Иньков Б. К. Зависимость фазовой скорости электромагнитных волн от расстояния (для частоты 7 кгц). См. наст. сб.

СОДЕРЖАНИЕ

Б. К. Иньков. Зависимость фазовой скорости электромагнитных волн от расстояния (для частоты 7 кгц)	3
Б. К. Иньков. Результаты выборочного сопоставления материалов наблюдений за дальними грозовыми очагами со спутниковыми данными	6
В. А. Камышанова. Синоптические условия грозообразования и число грозных разрядов	9
В. П. Колоколов. Связь между числом очагов атмосфериков и числом грозных разрядов	12
Б. Ф. Лоч. К вопросу отождествления наблюдений на сети пеленгования атмосфериков	17
Б. Ф. Лоч. Тиратронный приемник грозорегистратора	22
Л. Г. Махоткин, Б. К. Иньков. О зависимости числа принимаемых атмосфериков от ширины полосы	26
Л. Г. Махоткин, Б. К. Иньков. О распределении интервалов между импульсами атмосферных помех	29
Л. Г. Махоткин, Б. К. Иньков. Однопунктные методы наблюдений за грозными очагами	32
Л. Г. Махоткин, Б. К. Иньков. О возможности использования параметров ультранизкочастотных атмосфериков для оценки удаленности их источников	37
Э. В. Сула. К общей теории электростатического флюксметра	40
Л. Г. Махоткин, Г. А. Сидоренкова. Вероятность выбора отмеченных атмосфериков	45
С. Г. Попов. О времени измерения удельной электропроводности воздуха	48
В. А. Соловьев. Пространственно-временные характеристики грозовой активности по данным пеленгования атмосфериков	52
Х. Ф. Таммет. Инерционность электростатических полемеров	62
А. Х. Филиппов, И. Н. Ковалев. Использование радиозонда РКЗ для измерения напряженности электрического поля в свободной атмосфере	68
А. Х. Филиппов, С. Г. Цирулькевич. Некоторые статистические характеристики грозовой деятельности на территории СССР	72
И. М. Имянитов. К вопросу об электризации облачных частиц после разрыва контактов между ними	82
И. И. Камалдина. К методике определения времен релаксации электрического поля грозовых облаков после удара молнии	89
Л. С. Мордовина. О зарядении облачных частиц	94
Я. И. Лихтер, В. П. Колоколов, З. П. Клейменова. Солнечная активность и грозная деятельность	104
Л. Г. Махоткин. Средний суточный ход градиента потенциала по данным наблюдений в период МГГ и МГСС	113
Г. П. Павлова. Изменение грозной деятельности от периода МГГ к периоду МГСС по наблюдениям метеорологических станций СССР	118
✓ Н. А. Парамонов. Исследование связи между активностью Солнца и градиентом потенциала электрического поля в атмосфере по материалам станций Советского Союза за 1957—1967 гг.	125
Б. К. Иньков, Л. Г. Махоткин. Использование атмосфериков для получения геофизической информации	130

ТРУДЫ ГГО, вып. 242

Атмосферное электричество

Редактор В. И. Кузьменко
Технический редактор И. К. Пелипенко
Корректор Г. С. Макарова

дано в набор 3/X 1968 г. Подписано к печати 23/V 1969 г.
Бумага 70×108^{1/16}. Бум. л. 4,75. Печ. л. 13,3. Уч.-изд. 11,6 л.
Тираж 550 экз. М-15545. Индекс МЛ-244.
Гидрометеорологическое издательство. Ленинград. В-53, 2-я линия, д. № 23. Заказ № 77. Цена 81 коп.

Сортавальская книжная типография Управления по печати при Совете Министров КАССР г. Сортавала, Карельская, 42