

Цена 9 р. 60 к.  
С 1.1-1961 г. цена 96 коп.

В.И.Арабаджи • Гроза и грозовые процессы

В.И.Арабаджи

# Гроза

## и ГРОЗОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

МИНСК 1960



*Arin Strela*



МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО, СРЕДНЕГО СПЕЦИАЛЬНОГО  
И ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ БССР  
МИНСКИЙ ПЕДАГОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ им. М. ГОРЬКОГО

В. И. АРАБАДЖИ

# ГРОЗА И ГРОЗОВЫЕ ПРОЦЕССЫ



книга

из библиотеки

Ольги Волковой

vk: olga.strela

ИЗДАТЕЛЬСТВО  
БЕЛГОСУНИВЕРСИТЕТА имени В. И. ЛЕНИНА  
МИНСК — 1960



Внимание!

Данная книга оцифрована

и опубликована

в сети "Интернет"

в некоммерческих целях

исключительно для

ознакомления.

С уважением к автору  
книги.



по постановлению РИСо

АТ 10400 Сдано в набор 2.VI-1960 г. Подп. к печати 6.IX-1960 г.  
Формат 84×108<sup>1/32</sup>. Печ. л. 7,5+вкл. 0,06. Усл. печ. л. 12,3.  
Уч.-изд. л. 16,2. Тираж 2000. Зак. 78.  
Цена 9 руб. 60 коп. С 1.I-1961 г. цена 96 коп.

Типография Издательства БГУ им. В. И. Ленина,  
г. Минск, ул. Кирова, 24.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Гроза является одним из наименее изученных атмосферных явлений. Интерес к этому явлению понятен в связи с необходимостью избежать вредного действия молнии, града и смерчей. Развитие и углубление наших представлений о грозе в текущем столетии достигнуто благодаря работам зарубежных ученых Симпсона, Вильсона, Ганна, Воркмана, Чальмерса, Шенланда, Нориндера, Байерса и советских ученых Я. И. Френкеля, Е. К. Федорова, П. Н. Тверского, И. С. Стекольников, А. С. Ализаде, В. В. Бургсдорфа, Н. С. Шишкина и др. Бурное развитие за последние 20 лет учения о грозе и молнии в значительной мере обязано трудам Я. И. Френкеля, И. С. Стекольников, П. Н. Тверского и их учеников и сотрудников.

Настоящая работа посвящена физической характеристике грозы и сопровождающих ее процессов. Автор счел необходимым в начале работы рассмотреть эволюцию представлений о возникновении и развитии грозы. Главным в работе является раздел «Образование грозы и разряд молнии», где изложены основные представления о развитии грозы и молнии и приведены наиболее существенные их характеристики. В связи с предыдущим разделом далее рассматриваются основные методы исследования электрической структуры грозовых облаков и вопросы моделирования разряда молнии в условиях лаборатории.

Для более полной характеристики явления грозы необходимо рассмотреть его с различных сторон. Так возникли разделы работы, характеризующие грозу с термодинамической стороны («Термодинамика биполярного облака»), с электрической («Электрическая энергия биполярного облака», «Атмосферика», «Разряд с острия», «Электричество грозовых осадков» и в значительной мере «Дробление и столкновение капель в грозовых облаках»), с акустической («Гром») и со стороны энергии неустойчивости («Клубообразование в грозовых облаках», «Смерчи»).

Так как понимание грозы без основательного знакомства с электрическими свойствами воды и льда и с электризацией аэрозолей было бы неполным, то далее следуют разделы: «Электрические свойства воды и льда», «Баллоэлектрический эффект», «Электризация снега, песка и пыли».



Эволюция грозовой деятельности и особенности ее проявления в различных условиях рассмотрены в разделах «Географические особенности гроз», «Вулканические грозы», «Местные признаки развития гроз», «Другие связанные с грозой явления». Логическим завершением работы является раздел «Защита от гроз». Как содержание работы в целом, так и развитие ее отдельных разделов в известной мере обусловлено интересами и работами самого автора.

Автор выражает сердечную благодарность конструктору минского радиозавода И. М. Каплану, который по нашему заданию сконструировал описанные в настоящей работе радиотехнические приборы.

---

## ВВЕДЕНИЕ

Первое знакомство с электрическими явлениями приписывают Фалесу, знавшему об электризации янтаря. Однако произведенные на территории Советского Союза раскопки, относящиеся к эпохе неолита (Токсово под Ленинградом и район новгородско-калининских озер), показали, что среди обычного бытового инвентаря у первобытных рыболовов-охотников имелись и так называемые «янтарные подвески», представлявшие собой специально обработанные и просверленные куски янтаря. Наряду с этим в «Одиссее» Гомера (песнь 15, стих 460) имеется указание, что финикийцы вели оживленную торговлю балтийским янтарем. Поскольку янтарь был хорошо известен нашим отдаленным предкам и они его даже умели обрабатывать, можно предполагать, что им было известно и свойство янтаря при натирании притягивать некоторые мелкие сухие тела. Следует отметить, что разряд электричества в виде молнии, а также сияние короны, образующееся у остроконечных предметов при грозах, песчаных и пылевых бурях, были известны древним еще ранее электризации янтаря. Арабское слово «аляка», означающее блистать, сиять, сродни греческому «электор» — «сияющий». Слово «аляка» в указанном значении встречается и в древнееврейском языке, на котором написана Библия. Корни этих слов *ал*, *эл* в десятках языков означают понятия, восходящие к небу (еврейское «элоим», арабское «алла»), и, по-видимому, отражают преклонение древних перед «небесными знаменами» в виде искрового и коронного электрических разрядов. Можно думать, что и само название янтаря



происходит от слова «электор» — «сияющий» ввиду того, что заряженный янтарь дает при истечении электричества из острых углов и граней видимое сияние короны.

На ранних этапах человеческой истории такие явления, как гроза, приписывались действию богов. У восточных славян богом грома и молнии являлся Перун. По воззрениям древних славян, Перун приносил весной тепло и дождь и был олицетворением оплодотворяющего и карающего божества. После крещения Руси роль бога грома и молнии перешла к пророку Илье. Слово Перун по своему происхождению (от санскритского *par* близко к названию древнеиндусского бога грома и молнии Индры. Боги грома и молнии известны в религиозных представлениях и других народов. Например, у большинства первобытных племен существовало представление о грозе, как об огромной и зловещей птице, создававшей гром хлопаньем крыльев и молнии сверканием глаз.

Развитие науки привело к появлению первых представлений о сущности грозы. Анаксимен рассматривал грозу как результат сгущения воздуха в облаках. Исходя из воззрения Анаксимена, Анаксагор пытался предсказывать появление и развитие гроз. Сократ видел основную причину появления гроз в столкновении облаков, Демокрит — в их соединении. Эти представления были обобщены и развиты далее Аристотелем, считавшим, что молния и гром образуются благодаря воспламенению в верхних слоях атмосферы разнообразных горючих испарений и завихриванию их между облаками. Лукреций полагал, что гроза возникает за счет ветра, выдавливающего из облаков огненные тельца в виде молний. Идеи Сократа были позднее восприняты Сенекой, объяснявшим возникновение гроз сильным сжатием воздуха в облаках при их столкновении.

В эпоху средневековья представления о сущности грозового процесса не получили существенного развития. Валлис, например, видел причину грозового процесса в энергичном соединении в облаках серы и азота. Парацельс рассматривал грозу как результат воздействия на атмосферу одушевляющего производительного начала небесного круга — архея. В картине художника XVI в. Луки Кранаха «Мучения Святой Екатерины» гроза представлена как пожар в облаках, а молния — в виде огненной стрелы, которая направляется к объекту пора-

жения по траектории, имеющей форму прямоугольных зубчиков. Декарт полагал, что гроза образуется за счет обрушивания верхних слоев облаков на нижние облачные слои. Однако все эти представления не удовлетворяли мыслящих людей, проявивших к явлениям природы более глубокий интерес. В древнерусской Голубиной книге<sup>31</sup> в числе прочих ставился и такой вопрос: «Откуда на земле громы пошли?» Этот вопрос является свидетельством того, что, вопреки влиянию авторитетов, на Руси существовали попытки найти самостоятельно пути к более правильному пониманию явления грозы. Следует отметить, что слова «гроза» и «гром» встречаются в древнерусском языке, начиная с XII в., причем слово «гром» употреблялось раньше для обозначения явления грозы, в соответствии с известной особенностью языка, согласно которой название одного явления часто переносится на другое по принципу материальной связи между ними. Слова того же корня, что и «гроза» и «гром», имеются во всех индоевропейских языках.

Первую теорию грозы, в основных чертах соответствующую природе явления, дал на основании ряда экспериментальных исследований Ломоносов<sup>57</sup>. Согласно его представлениям, электризация облаков происходит за счет «трения мерзлых паров о воздух», при этом под «мерзлыми парами» Ломоносов имел в виду лед, а воздух, по-видимому, понимался им как смесь воздуха, водяного пара и мельчайших водяных капелек. Ломоносов особо подчеркивал, что разделение электрических зарядов и образование сильного электрического поля происходит только при интенсивных вертикальных восходящих и нисходящих течениях<sup>916</sup>. Это положение целиком согласуется с современными представлениями о возникновении гроз.

Взгляды Франклина<sup>67</sup> на причины образования гроз изменялись со временем. В 1737 г. он придерживался взглядов Аристотеля. Позднее, после ряда опытов, Франклин пришел к выводу, что электризация в грозовых облаках происходит за счет трения частиц воды о частицы морской соли. Образовавшиеся над морем облака, проходя над сушей, разражаются грозой при столкновении с облаками, образовавшимися на континенте, а также вблизи гор и высоких зданий. Кроме того, Франклин придавал большое значение истече-



нию электричества с острий, свободно существующих в природе (леса, растения), и рассматривал его как причину заряжения облаков. Баланс электричества между землей и атмосферой поддерживался, по мнению Франклина, выпадением осадков. Франклин впервые установил отрицательный заряд нижней части грозового облака.

В XVIII в. пользовалась большой популярностью мысль об электризации воды при испарении как причине грозового электричества. Согласно Вольты<sup>131</sup>, например, электричество должно входить в состав паров, образующихся с поверхности морей, рек и озер. При конденсации паров в высоких слоях атмосферы электричество должно освобождаться и возвращаться на землю в виде дождя, снега, града и молнии. Эту мысль разделяли Лаплас, Лавуазье, Соссюр и Пальмиери<sup>131</sup>. Однако при проверке опытом идея Вольты не выдержала испытания. Многочисленные опыты Фарадея, Пельтье, Калишера, Блейка<sup>131</sup> и других показали, что при испарении не происходит электризации водяного пара.

В 1938 г. Финдейзен<sup>134</sup> на основе экспериментального изучения электрических процессов, сопровождающих сублимацию льда, развил следующие представления об образовании грозы. При отламывании осевших на поверхности крупы кристаллов инея крупа будет падать вниз с положительным зарядом, а ее осколки останутся вверху с отрицательным зарядом. Падая вниз, крупа может перезаряжаться за счет перевеса электризации при испарении над полученным ранее зарядом. В частях облака, где преобладает сублимация, кристаллы льда могут приобретать положительный заряд. В этих положениях Финдейзен видел весь смысл грозового процесса. В противоположность Финдейзену, Мейсон<sup>141</sup> в 1953 г. пришел к выводу, что лед, образующийся путем сублимации из атмосферной влаги, заряжается отрицательно, оставляя окружающий воздух заряженным положительно. Процесс роста и падения ледяных ядер Мейсон считает причиной образования грозы.

В 1935 г. идея об электризации капель за счет испарения и конденсации рассматривалась Ганном<sup>10</sup>. Считая, что при испарении происходит положительная элек-

тризация водяной капли, а при конденсации — отрицательная, он произвел некоторые расчеты, рассматривая водяной пар и каплю как электрический концентрационный элемент. Опыты, проведенные Бараканом<sup>10</sup> в 1940 г. специально для проверки теории Ганна, дали отрицательный результат. Таким образом, была окончательно опровергнута мысль об электризации водяных капель за счет их испарения и конденсации. Что касается опытов Финдейзена и Мейсона, то они требуют дальнейшей проверки и уточнения.

В 1946 г. Дингер и Ганн<sup>122</sup> высказали иную точку зрения на причину электризации частиц в облаках. Из лабораторных наблюдений известно, что при плавлении льда поднимающиеся на поверхность жидкости пузырьки воздуха лопаются и при этом сообщают отрицательный заряд воде и положительный — окружающему воздуху. Подобный процесс может иметь место при плавлении крупы или снежных зерен в облаках. Однако явление это не может быть использовано для непосредственного объяснения полярности облаков, так как образование и разделение зарядов противоположных знаков, согласно Дингеру и Ганну, должно происходить в области положительных температур, положительный же заряд облака связан с фазой льда. Вместе с тем явление, наблюдавшееся Дингером и Ганном, дает нам достаточно убедительное объяснение причины возникновения локального положительного заряда, появляющегося на определенной стадии развития грозового облака в его нижней части, в области положительных температур.

Для первой половины XIX в. характерны попытки философского осмысливания метеорологических процессов, в том числе и явления грозы. Гете называл утверждением влажности процесс образования облачности и выпадения осадков со всеми сопровождающими их явлениями и отрицанием влажности — процесс рассеяния облаков и образования устойчивой сухой погоды. Гегель в «Философии природы» рассматривал грозу как второй момент диалектики метеорологического процесса. Первым моментом этого процесса было, по Гегелю, возникновение и обострение противоречий, что на языке физики должно было, по-видимому, означать возникновение и разделение зарядов.



В 1840 г. Пельтье<sup>131</sup> объяснял распределение электричества в облаках индукционным действием Земли. В 1883 г. Сименс<sup>131</sup> высказал предположение, что электризация Земли должна возникать благодаря индукционному действию положительно заряженной поверхности Солнца. Согласно этой гипотезе, возникновение гроз объясняется вторичным индукционным действием со стороны заряженной земной поверхности на облака. Если бы гипотеза Сименса была справедлива, то дневная половина Земли была бы заряжена отрицательно, а ночная — положительно, что не соответствует действительности. В 1875 г. Фей<sup>131</sup> высказал предположение, что гроза, ливни и град образуются посредством вихрей, опускающихся из высоких слоев атмосферы и увлекающих за собой ледяные иглы перистых облаков, вместе с которыми в нижние слои атмосферы приносятся электрические заряды. Лодж<sup>131</sup> в конце XIX в. приписывал образование грозы вихрю с горизонтальной осью вращения, а причиной электризации считал трение облачных частиц между собой.

В 1884 г. Лувини и Зоннке<sup>126</sup> одновременно и независимо друг от друга сформулировали теорию электризации облаков за счет трения льда о воду, в результате чего лед заряжается положительно, а вода отрицательно. В представлениях о возникновении атмосферного электричества Зоннке исходил из опытов Фарадея, доказавшего положительную электризацию льда и отрицательную электризацию воды при их контакте, а также из некоторых собственных опытов. Последующие опыты Эльстера и Хомма<sup>126</sup> привели к результатам, подтверждающим опыты Фарадея и Зоннке. Во взглядах на развитие грозового процесса Лувини и Зоннке развивали положения, восходящие к воззрениям Ломоносова.

В 1897 г. вскоре после того, как Аррениус<sup>131</sup> указал на большую роль для развития гроз ультрафиолетовой радиации Солнца, Бриллюен, основываясь на опытах Бюиссона о действии ультрафиолетового излучения на лед, построил теорию электризации воздуха и облаков. Бриллюен<sup>131</sup> полагал, что вследствие поляризации в земном электрическом поле верхние части кристалликов в перистых облаках имеют отрицательный заряд. Под действием солнечного излучения с верхней

поверхности этих ледяных кристалликов происходит вырывание электронов, и если облако впоследствии опускается, то в самом облаке остается положительный объемный заряд, а над ним — отрицательный. Вряд ли возможен механизм, согласно которому один лишь фотоэффект в ледяной вершине облака мог бы обеспечить зарядку всего облака, но даже если и допустить это, то, по Бриллюену, все облако получит положительный заряд, в то время как на самом деле лишь верхняя часть облака должна быть заряжена положительно, и требуются дополнительные соображения для объяснения электризации нижней его части. Кроме того, все фотоэлектрические теории электризации облаков неверны уже потому, что солнечный спектр в тропосфере ограничивается со стороны коротких волн длиной волны 390  $\mu$ , в то время как красная граница фотоэффекта для льда приходится на меньшую длину волны. Дозере<sup>2</sup>, выступивший в 1935 г. с повторением идей Бриллюена, не внес ничего нового в этот вопрос.

В 1890 г. Эльстер и Гейтель<sup>131</sup> предложили следующий механизм образования грозы. При столкновении больших капель с малыми происходит перераспределение зарядов: большие капли заряжаются отрицательно, малые — положительно. Происходит это потому, что малые капли скользят по поверхности больших, не сливаясь с ними, и, отталкиваясь затем, продолжают свое движение дальше самостоятельно. Вследствие индукции в электрическом поле земли низ капли заряжается положительно, верх — отрицательно. При столкновении отрицательный заряд поднимающейся вверх малой капли компенсируется положительным зарядом большой капли. После столкновения малая капля приобретает положительный заряд, равный заряду, потерянному большой каплей. Шуман<sup>131</sup> модифицировал теорию Эльстера и Гейтеля, предположив, что от верхней половины падающей большой капли в случае столкновения отделяется некоторое количество мелких капель, уносящих с собой вверх отрицательный заряд верхней половины большой капли. Во взглядах Эльстера и Гейтеля остается неподтвержденным ни существенное индукционное влияние на электризацию капель электрического поля земной поверхности, ни



механизм скольжения малых капель по поверхности больших.

Вильсон<sup>916</sup> в 1920 г. развил дальше теорию Эльстера и Гейтеля. Он предположил, что падающая поляризованная капля должна притягивать снизу отрицательные ионы, сверху — положительные. Но вследствие разности в скорости между каплей и ионами положительные ионы будут отставать от нее, в то время как идущие навстречу капле отрицательные ионы будут притягиваться ею, и капля, опускаясь вниз, зарядится отрицательно. Аналогичный процесс, но только имеющий своим следствием положительный заряд капель, будет иметь место для капель, поднимающихся вверх. Кроме того, Вильсон полагал, что положительный заряд верхней части облака притягивает отрицательные ионы из ионосферного слоя Хевисайда, а отрицательный заряд нижней части облака притягивает положительный заряд с земной поверхности, оставляя ее заряженной отрицательно. Однако это не нашло экспериментального подтверждения. Опыт показывает, что заряд капель в грозовых облаках часто имеет гораздо большую величину, чем должен быть по теории Вильсона. В связи с убыванием проводимости при возрастании поля для образования молнии по теории Вильсона требуется более значительное время, чем наблюдается в действительности<sup>121a</sup>. Недостатком теории Вильсона является и то обстоятельство, что по опытам Симпсона и Скрейза<sup>153</sup> граница раздела между положительным и отрицательным электричеством в грозовом облаке средних широт проходит по изотерме порядка — 15°C, т. е. выше этой границы водяные капли практически не существуют, в то время как по Вильсону именно на этой границе водяные капли должны заряжаться и распределяться. Чальмерс<sup>121a</sup> показал, что вильсоновский механизм заряжения облачных частиц распространяется не только на капли, но и на ледяные кристаллы.

В 1948 г. Валь<sup>130</sup>, обобщая представления Вильсона, высказал предположение, что на образование и распределение зарядов в облаке существенное влияние оказывает возникающая за счет пьезо- или пирозлектричества полярность льда. Благодаря полярности ледяные кристаллы имеют большее сечение захвата ионов

из окружающей среды, чем капли. Поэтому распределение зарядов противоположных знаков в облаке должно происходить при температуре ниже 0°C. Недостатком теории Валь является ее неспособность объяснить электризацию облачных частиц без воздействия внешнего возбуждающего поля. По мнению Валь, оно образуется за счет пирозлектрической поляризации кристаллов льда, которую Россман<sup>130</sup> кладет в основу своих представлений о развитии грозового процесса. Представления Валь<sup>159</sup> и Россмана нуждаются в проверке опытом.

В 1909 г. с первым вариантом своей теории об электризации облаков за счет разбрызгивания водяных капель выступил Симпсон<sup>131</sup>. Вначале Симпсон полагал, что вследствие разбрызгивания больших капель радиусом 2,5—3 мм и более в турбулентном воздушном потоке в нижней части облака создается область положительно заряженных капель, в то время как отрицательно заряженные капли разлетаются по верхней периферии облака. Однако это не соответствует действительной электрической структуре грозовых облаков<sup>7c</sup>. Кроме того, теория Симпсона относится только к капельному облаку, к кристаллам же она вообще неприменима. В 1941 г. Симпсон<sup>130</sup> ввел в свою теорию представление о специальном механизме возникновения сильного электрического поля в ледяной части облака за счет трения кристаллов льда о воздух и последующего спуска их относительно воздуха. Однако в 1942 г., после тщательного анализа имеющихся экспериментальных материалов, Симпсон признал несостоятельность своих взглядов.

В 1944 г. Френкель<sup>98</sup>, основываясь на экспериментах Симпсона и Скрейза, построил новую теорию грозового электричества, согласно которой маленькие капли вследствие перманентной ориентации диполей молекул воды в поверхностном слое заряжаются отрицательно и, опускаясь в поле тяжести относительно положительно заряженного воздуха, создают распределение электричества, соответствующее обычной схеме грозовых облаков: сверху — положительное, внизу — отрицательное. Укрупняясь и падая вниз, капельки перезаряжаются вследствие того, что механизм заряжения больших капель будет определяться электростатической



индукцией и влиянием тех ионов, концентрация которых в воздухе больше и которым поэтому принадлежит большая доля электропроводности воздуха. Механизм заряжения капель по Френкелю имеет значение лишь в ранней стадии развития грозы и определяет преимущественно знак поля, которое должно развиваться. Приобретаемый каплями по теории Френкеля заряд для капель с радиусом более  $50\mu$  в поле порядка  $100 \text{ V/cm}$  значительно уступает заряду, который капли должны приобретать на основании механизма их заряжения по Вильсону<sup>121a</sup>.

Воркман и Рейнольдс<sup>164</sup> в 1949 г. высказали предположение, что заряжение облачных частиц происходит благодаря намерзанию на крупных частицах льда мелких водяных капелек. При этом лед заряжается отрицательно, а капли положительно<sup>105a</sup>. Восходящий турбулентный поток отрывает капли от кристаллов и уносит их в верхние горизонты облака. Однако предлагаемый Воркманом и Рейнольдсом механизм электризации облачных частиц требует еще опытного подтверждения.

В 1955 г. Мучник<sup>59</sup> опубликовал свои представления о развитии процесса грозы за счет электризации капель при их разрушении в электрическом поле. Мы не разделяем этой точки зрения, так как при разрушении капель в электрическом поле происходит перераспределение заряда на них и в итоге образуются капли с меньшей плотностью заряда. Электрическое поле будет при этом не возрастать, а уменьшаться. Локальное же усиление электрического поля за счет этого процесса, на что указывал еще Мекки<sup>139</sup>, при некоторых условиях возможно<sup>40</sup>.

Такова в кратких чертах история развития представлений о сущности грозового процесса.

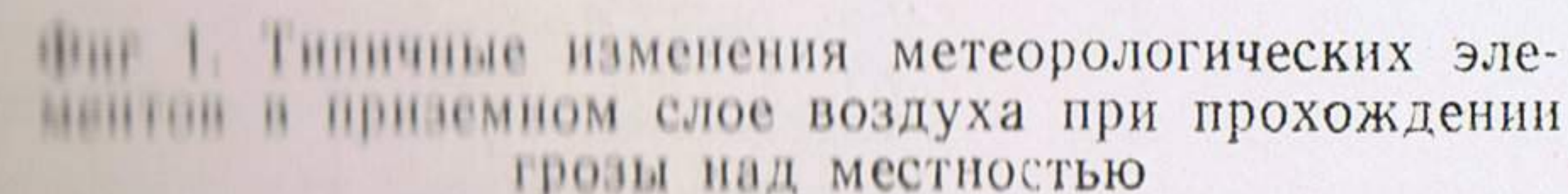
Уже с давних времен в процессе познания грозы человек стремился подчинить ее своей власти. Об этом говорит, например, легенда о Прометее. Овладение грозами было предметом мечтаний ученых и философов средневековья. Энгельс<sup>113</sup> в «Диалектике природы» указывает, что Френсис Бекон в числе прочих применений своего эмпирического индуктивного метода имел в виду также его применение «для владычества над воздухом и вызывания грозы». В наше время уче-

ные пытались вести борьбу с грозами путем «засева» грозовых облаков с самолетов кристаллами иодистого серебра, которые должны были прекратить грозовой процесс благодаря резкому усилению конденсации водяного пара, но эти попытки пока не дали положительных результатов<sup>74</sup>. В 1928—1933 гг. Браш, Ланж и Урбан<sup>27</sup> подвешивали на горе Дженеросо в Швейцарии на высоте 80 м над земной поверхностью металлическую решетку. Во время гроз эта решетка собирала достаточный заряд для поддержания в течение 0,01 сек электрической дуги длиной 4,5 м, что соответствует силе тока в несколько десятков тысяч ампер и разности потенциалов порядка  $10^6 \text{ V}$ . Браш, Ланж и Урбан намеревались использовать получаемое на их установке напряжение для ускорения протонов, однако им пришлось от этого отказаться в виду сильной изменчивости электрического состояния грозовых облаков и невозможности его регулировать. Попытки использовать протекающий во время гроз в высоко поднятых над земной поверхностью антеннах электрический ток для питания ламп накаливания также пока не дали экономически выгодного эффекта.



## ОБРАЗОВАНИЕ ГРОЗЫ И РАЗРЯД МОЛНИИ

С давних пор грозы относились людьми к устрашающим явлениям, о которых Ломоносов в свое время писал: «Смотрят во вся дни любопытные очи в глубокую и яд отрывающую пропасть». Постепенное накопление фактов и создание правдоподобных представлений в учении о грозах началось с эпохи Ломоносова<sup>57</sup>. В настоящее время благодаря экспериментальным работам





Симпсона и сотрудников<sup>154</sup> и других ученых мы имеем следующую схему строения грозового облака. От нижней кромки грозового облака и приблизительно до изотермы 0°C простирается водная часть облака. Между нулевой изотермой и изотермой порядка -15°C существуют вода и лед и выше изотермы -15°C облако обычно состоит из ледяных кристаллов. Капельная часть облака в основном имеет отрицательный заряд, ледяная — положительный.

Не отрицая значения теории Френкеля для начальной стадии развития грозы и теории Вильсона для конечной стадии, мы считаем возможным предложить новую точку зрения на механизм электризации облачных частиц, сущность которой состоит в следующем. Поведение ионов, которые существуют в жидкости благодаря ее частичной диссоциации, будет подчиняться законам идеальных газов. Ввиду того, что ионы противоположных знаков заряда могут иметь неодинаковые геометрические размеры, на поверхность жидкости будут выходить те ионы, адсорбция которых связана с большим изменением энергии. Изменение капиллярных давлений над каплями разной дисперсности приводит к различной плотности заряда в поверхностном слое капель. Поэтому при контакте капель различной дисперсности между ними будет происходить обмен зарядами. Для расчета возникающей при столкновениях капель разности потенциалов ограничим наше рассмотрение случаем контакта между каплей радиусом  $r$  и плоской поверхностью. Число ионов на поверхности капли и на плоской поверхности жидкости пропорционально соответственно

$e^{-\frac{u}{kT}}$  и  $e^{-\frac{u_0}{kT}}$ , где  $u$  и  $u_0$  — энергии частиц. Обозначим внешнее давление, под которым находится плоская поверхность жидкости, через  $P_0$ . Так как число частиц на поверхности жидкости будет пропорционально давлению, то будем иметь:

$$\frac{P}{P_0} = \frac{e^{-\frac{u}{kT}}}{e^{-\frac{u_0}{kT}}} = \frac{\frac{2\alpha}{r} + P_0}{P_0}, \quad (1)$$

где  $\alpha$  — поверхностное натяжение жидкости, откуда

$$\frac{u-u_0}{kT} = -\ln\left(\frac{2\alpha}{rP_0} + 1\right) \quad (2)$$

$$\text{и } \varphi = \frac{kT}{e} \ln\left(\frac{2\alpha}{rP_0} + 1\right). \quad (3)$$

Для оценки величины эффекта, определяемого уравнением (3), положим  $r=10^{-6}$  см и  $\alpha$  для воды 75 дин/см. Тогда при  $P_0=10^6$  дин/см<sup>2</sup> получим  $\varphi=0,1$  В. Таким образом мы приходим к выводу, что причиной электризации чисто водяных облаков может быть обмен зарядами при столкновениях капель разной дисперсности. На это можно возразить, указав, что при столкновениях капли должны сливаться. Однако последнее будет иметь место исключительно в тех случаях, когда столкновения обусловлены беспорядочным движением частиц<sup>99</sup>. Кроме того, значительное капиллярное давление над малыми каплями будет препятствовать их деформации и затруднять слияние. Из равенства между средней электрической энергией заряженного аэрозоля радиусом  $r$  и энергией одной степени свободы для среднего заряда аэрозоля  $q$ , полученного им в результате контактной электризации, будем иметь:

$$q = \sqrt{rkT}. \quad (4)$$

Согласно формуле (4), накопление заряда на частице зависит от ее радиуса. Так, при  $r=4 \cdot 10^{-3}$  см среднее значение  $q$ , которое капля приобретает в результате многих столкновений, приблизительно будет равно 20 элементарным зарядам. В результате последующего разделения зарядов в поле силы тяжести мелкие капли с их положительным зарядом будут переноситься конвекцией в верхние части облака, а более крупные — сосредотачиваться внизу. Допустим, что в результате столкновения облачных частиц различной дисперсности положительный заряд приобрела микроскопическая капелька типа сред-

него иона с подвижностью  $0,08 \frac{\text{см}}{\text{сек}} \left| \frac{V}{\text{см}} \right|$ , а отрицательный — крупная капля, которая может приобрести в облаке предельную скорость падения 8 м/сек. Обозначим скорость относительного движения указанных частиц в поле



силы тяжести через  $v$ . Тогда для стационарного состояния процесса разделения зарядов можно написать

$$(k + K) E = v, \quad (5)$$

где  $k$ —подвижность микроскопической капельки типа среднего иона;

$K$ —подвижность крупной капли;

$E$ —напряженность возникающего при разделении зарядов электрического поля.

Ввиду того, что  $k \gg K$ , окончательно будем иметь:

$$E = \frac{v}{k}. \quad (6)$$

Используя для  $v$  максимально возможное значение 8 м/сек и принимая  $k = 0,08 \frac{\text{см}}{\text{сек}} \left/ \frac{\text{В}}{\text{см}} \right.$ , из формулы (6) получим  $E = 10 \text{ кВ/см}$ , что является теоретически возможным верхним пределом для напряженности электрического поля в грозовых облаках. Проведенный расчет в принципе распространяется не только на жидкие, но и на твердые аэрозоли.

Можно указать и на другой подход к оценке напряженности электрического поля грозовых облаков. Появляющееся в облаке в результате макроразделения зарядов электрическое поле будет стремиться задержать падение одних и ускорить падение других облачных частиц. По мере увеличения напряженности поля скорости падения относительно воздуха тяжелых и легких частиц с зарядами противоположных знаков выравниваются и, наконец, становятся одинаковыми. При этом достигается стационарное в электрическом отношении состояние облака. Составим уравнение движения для облачных частиц различных масс  $m_1$  и  $m_2$  с зарядами противоположных знаков  $e_1$  и  $-e_2$ :

$$\left. \begin{aligned} m_1 g &= e_1 E + 6 \pi \eta r_1 v_1 \\ m_2 g &= -e_2 E + 6 \pi \eta r_2 v_2 \end{aligned} \right\} \quad (7)$$

Из уравнений (7) будем иметь:

$$E = \frac{6 \pi \eta \left( \frac{r_2 v_2 m_1}{m_2} - r_1 v_1 \right)}{\left( e_1 + e_2 \frac{m_1}{m_2} \right)}. \quad (8)$$

Но в стационарном состоянии  $v_2 = v_1 = v$ , тогда

$$E = \frac{6 \pi \eta v \left( \frac{r_2 m_1}{m_2} - r_1 \right)}{\left( e_1 + e_2 \frac{m_1}{m_2} \right)}. \quad (9)$$

Используя типичное для грозовых облаков значение радиусов, масс и зарядов облачных частиц, нетрудно получить величину напряженности стационарного электрического поля в согласии с известными измерениями Симпсона и сотрудников<sup>154</sup>.

В процессе дальнейшего развития водяного облака, когда в нем появляется ледяная фаза, начинает действовать механизм электризации за счет контакта капелек воды и кристалликов льда. Так как потенциал двойного слоя на свободной границе жидкого или твердого тела определяется выражением

$$\varphi = 4 \pi e n d, \quad (10)$$

где  $e$ —заряд электрона;

$d$ —длина диполя,

$n$ —число зарядов на единицу поверхности,

то для контактной разности потенциалов между водой и льдом после замены  $n$  через плотность  $\rho$  и массу молекулы воды  $m$  будем иметь:

$$\varphi = \frac{4 \pi e d \rho^{2/3}}{m^{2/3}} \left[ 1 - \left( \frac{\rho_l}{\rho_v} \right)^{2/3} \right], \quad (11)$$

где  $\rho_v$  и  $\rho_l$ —соответственно плотности воды и льда;

$m$ —масса молекулы воды.

Значение  $\varphi$ , которое дает формула (11), примерно на порядок величины больше результатов измерений, что обусловливается неучтенным деполяризующим действием молекул. Ввиду того, что граница раздела между положительным и отрицательным зарядом в большинстве грозовых облаков проходит по изотерме порядка  $-15^\circ \text{C}$ , являющейся одновременно приблизительной границей между фазами воды и льда, последний механизм электризации облачных частиц следует признать достаточно эффективным.

Согласно многочисленным измерениям, в мощных кучевых и ливневых облаках положительно заряженные частицы со средним зарядом около 0,03 CGSE встречаются на высотах 3—9 км, в то время как отрицательно заряженные частицы со средним зарядом около 0,04 CGSE располагаются ниже 6 км с центром вблизи 3 км. Перекрывание области местонахождения тех и других частиц объясняется сосуществованием в некоторых частях облака зарядов противоположных знаков до их разделе-

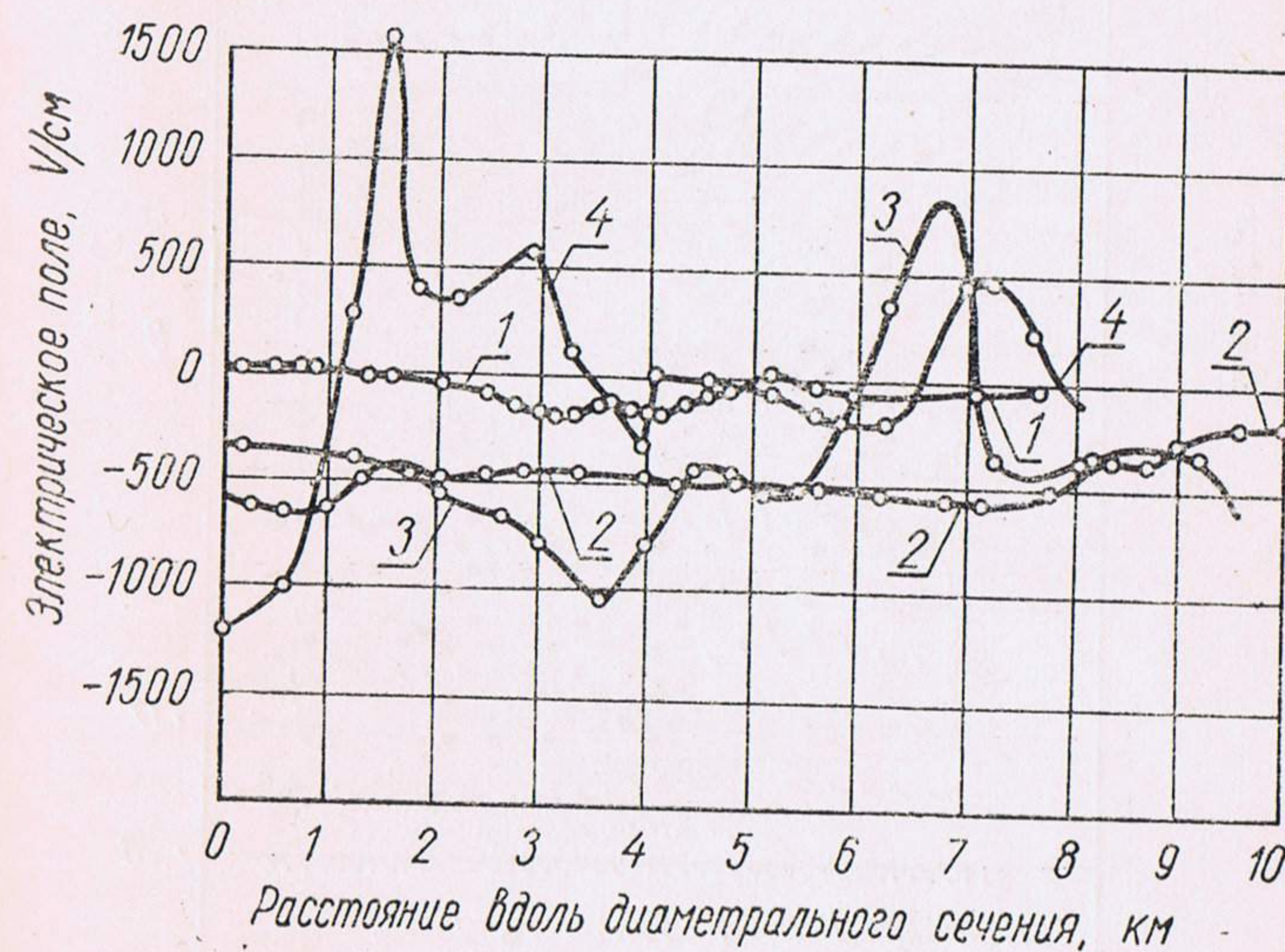


ния конвекцией. Переход к состоянию грозы сопровождается увеличением зарядов облачных частиц в среднем до 0,1—0,3 CGSE. Максимальный заряд облачных частиц в грозовых облаках может достигать 0,6 CGSE.

Напряженность электрического поля внутри облака, согласно измерениям Симпсона и Скрейза<sup>153</sup>, обычно равна 100—300 V/см, но перед разрядом в отдельных небольших объемах облака она достигает значительно большей величины. Так, Ганн<sup>127a</sup> при измерениях на самолете отметил в одном случае перед разрядом молнии напряженность электрического поля в грозовом облаке 3400 V/см (после введения поправок Ганн уменьшил эту величину до 1600 V/см), среднее же значение напряженности поля при этом оказалось равным 700 V/см. Для девяти различных гроз в измерениях Ганна максимум напряженности поля не превосходил 1300 V/см (фиг. 2). Мы считаем, что истинная величина напряженности электрического поля в грозовых облаках лежит ближе к значениям, полученным Ганном, так как метод Симпсона сам по себе обладает небольшой точностью и не фиксирует весьма характерных для грозового состояния интенсивных кратковременных изменений поля. Грубую оценку возможной величины напряженности электрического поля, при которой в грозовом облаке должен осуществиться разряд молнии, можно получить из следующих соображений. Радарные наблюдения показывают, что перед разрядом в облаке образуются области с высокой плотностью укрупненных облачных элементов (капли радиусом более 100  $\mu$ ). Полагая, что на 1 см будет приходиться по 20 капель с радиусом 200  $\mu$  каждая, найдем, что за счет электропроводности капель пробивное напряжение в разрядном промежутке уменьшится на 40% (при этом мы не учитываем вытягивания капель вдоль силовых линий поля, что также должно привести к понижению пробивного напряжения). Если принять во внимание, что вблизи капель с большим зарядом происходит интенсивное коронирование с образованием хорошо проводящей области, простирающейся в обе стороны от капли по направлению поля на величину ее радиуса, то уменьшение пробивного напряжения в разрядном промежутке произойдет еще на 40%. Учитывая, что к наложенному извне на разрядный промежуток полю  $E_0$  прибавляется

обусловленное поляризацией капель поле  $2E_0$ , для пробивного поля в грозовых облаках получим величину порядка 2kV/см. Флуктуации параметров разряда могут существенным образом изменить эту величину как в сторону увеличения, так и в сторону уменьшения.

Согласно Ретеру<sup>140</sup>, после десятикратного локального усиления нормального электрического поля грозовых облаков при содействии фотоэффекта и начинается разряд молнии. По мнению Мекки<sup>140</sup>, это локальное усиление поля может возникать благодаря наблюдающемуся в предразрядный период процессу разбрызгивания водяных капель. В предшествующий появлению

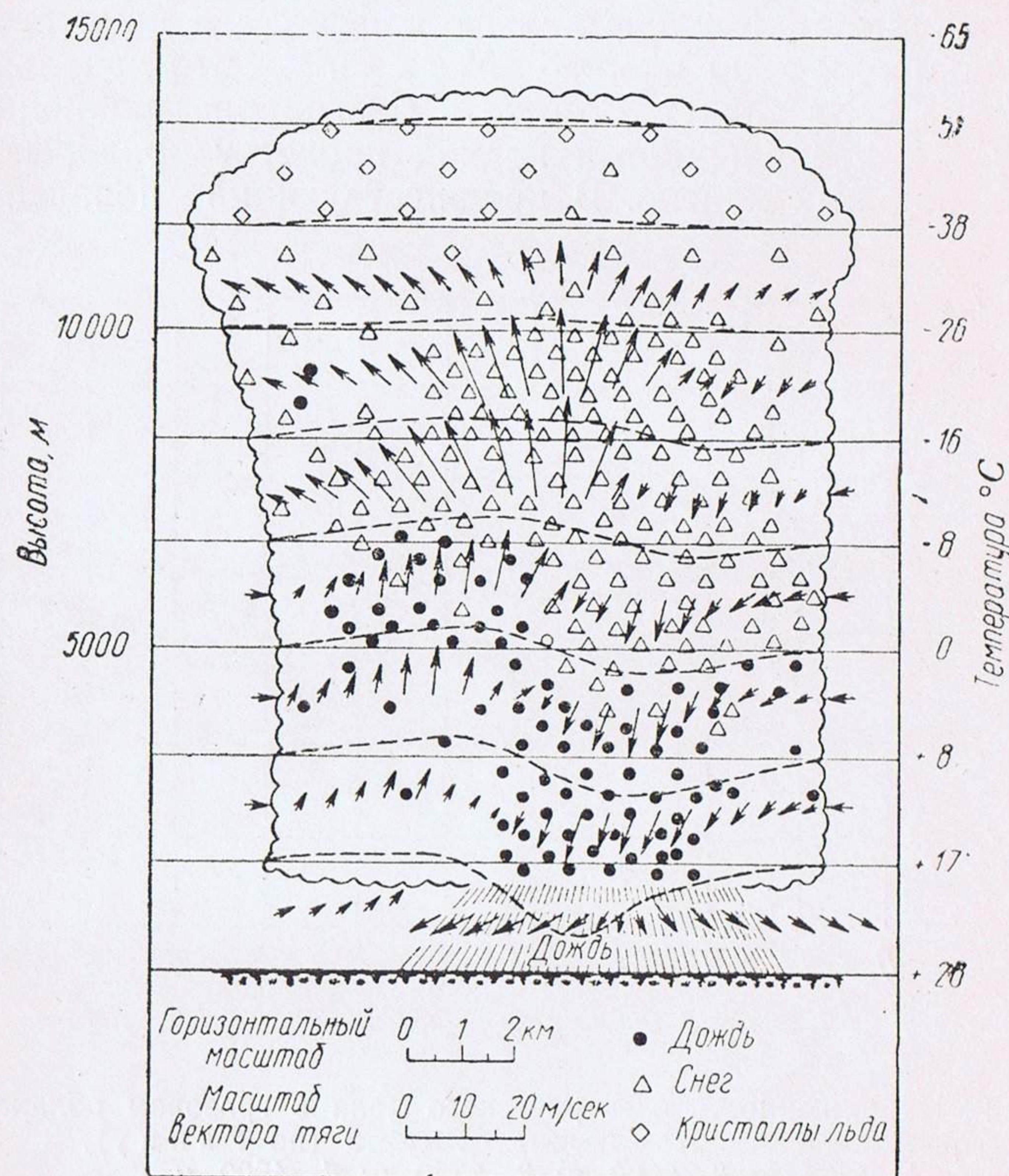


Фиг. 2. Напряженность электрического поля в грозовом облаке на различных высотах полета самолета (по Ганну):  
1—1500 м; 2—3000 м; 3—3750 м; 4—4500 м

молнии момент, когда вертикальные течения в облаке достаточно интенсивны, в области положительных температур, т. е. в капельной части облака, на высоте в средних широтах около 1,5—2 км появляется небольшое (диаметром около 1 км) скопление положительных зарядов общей величиной в 4С, в результате чего градиент электрического потенциала в облаке скачкообразно возрастает. Принято считать, что именно в этот мо-



мент происходит переход ливневого облака в грозовое. Френкель<sup>98</sup> объясняет появление положительного заряда в капельной части облака быстрым выпадением из облака отрицательно заряженных капель. Существует также мнение, что в нижней части грозовых облаков может происходить перезарядка крупных капель. Согласно



Фиг. 3. Упрощенная схема конвективной ячейки облака в стадии зрелости

Мейсону<sup>141</sup>, локальный положительный заряд в капельной части облака может возникнуть благодаря захвату каплями положительных ионов, которые образуются у земной поверхности при положительном коронном разряде с наземных объектов и поднимаются затем восходящими потоками воздуха в более высокие слои

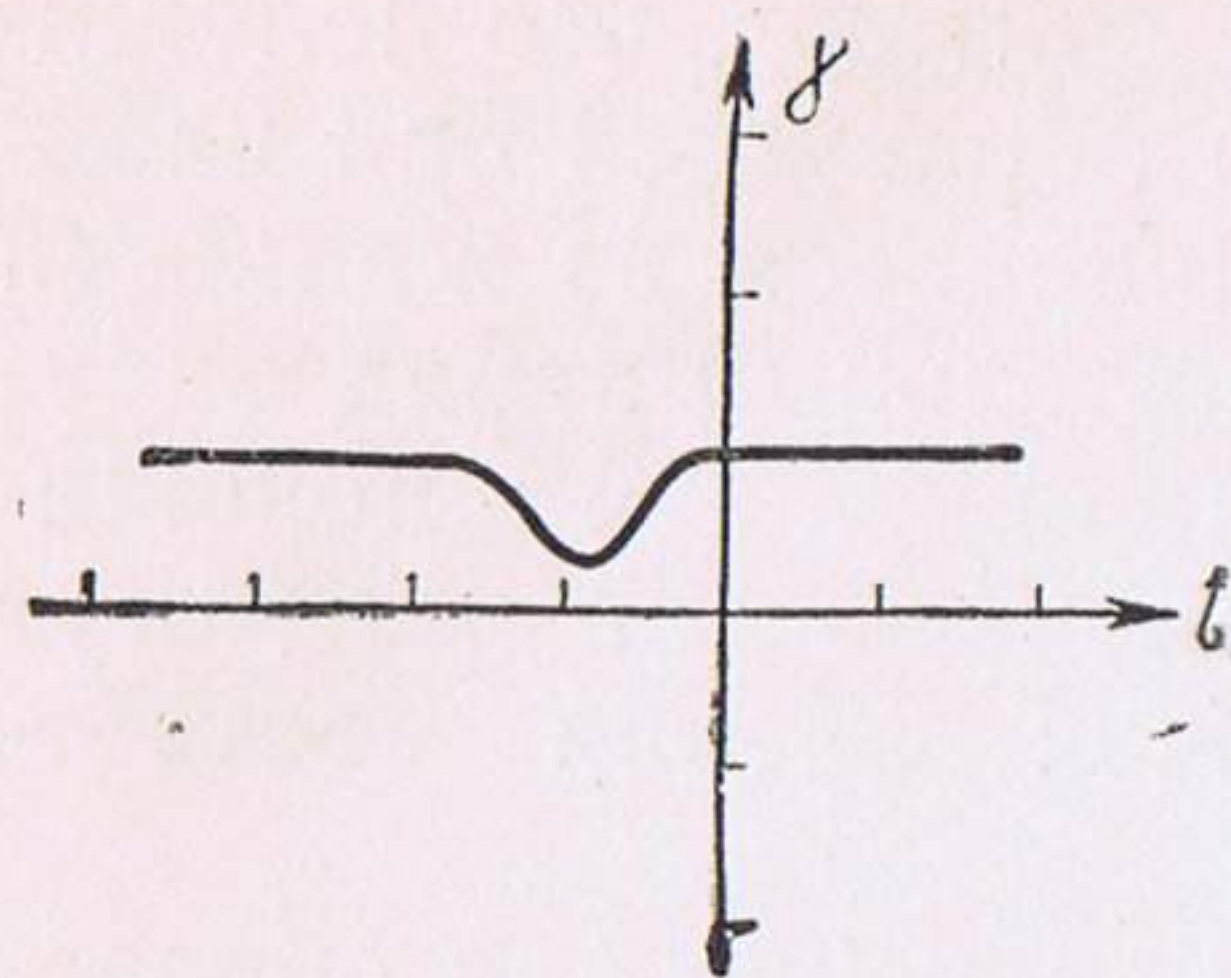
атмосферы. Дингер и Ганн<sup>122</sup> считают, что положительный заряд в основании облака образуется при плавлении крупы и града, когда выделяющиеся из жидкости пузырьки воздуха сообщают отрицательный заряд окружающей среде, оставляя капли заряженными положительно. Только специально поставленные опыты могут решить, какая из приведенных точек зрения соответствует действительности.

Как уже указывалось, большое значение для образования грозы имеет развитие в облаках конвекции. Даже при интенсивной электризации облачных частиц грозовой процесс был бы невозможен без разделения зарядов путем конвекции. Поле конвекции в грозовых облаках распадается на несколько ячеек (в некоторых грозах до восьми). Пространство между конвективными ячейками длиной в несколько километров занимают безвихревые зоны. Каждая конвективная ячейка проходит стадию зарождения, зрелости и затухания. В стадии зарождения во всей конвективной ячейке преобладают восходящие течения. Зрелая конвективная ячейка характеризуется развитием восходящих и нисходящих потоков, электрической активностью (разрядами молнии) и выпадением осадков (фиг. 3). Такая ячейка имеет горизонтальный диаметр 2—8 км и простирается в высоту до уровня с температурой  $-40^{\circ}\text{C}$ . В стадии затухания во всей конвективной ячейке преобладают слабые нисходящие течения с уменьшением электрической активности и количества выпадающих в единицу времени осадков. Полный цикл жизни конвективной ячейки занимает около часа. Длительность стадии зрелости составляет 15—30 минут, стадии затухания—около 30 минут<sup>141</sup>. Гроза, продолжающаяся несколько часов, является результатом активности нескольких конвективных ячеек.

Воркман и сотрудники<sup>120</sup> установили, что в ранней стадии образования грозы центр положительного заряда облака близок к центру отрицательного. По мере дальнейшего развития грозы центр положительного заряда перемещается до определенной высоты вверх, центр отрицательного заряда остается на фиксированной высоте. При затухании конвективных процессов в облаке центр положительного заряда может опускаться.

Конвекция в грозовых облаках имеет тенденцию к усилению вблизи нулевой изотермы, так как здесь воз-





Фиг. 4. Типичный график зависимости температурного градиента  $\gamma$  от температуры  $t$  для грозовых облаков.

Масштаб: на оси абсцисс 1 дел. =  $10^\circ\text{C}$ , на оси ординат 1 дел. =  $1 \gamma_0$

никает добавочная неустойчивость стратификации облачных масс вследствие выделения тепла при образовании кристаллов льда. Это видно, например, из графика зависимости температурного градиента от температуры (фиг. 4), построенного автором по данным радиозондирования грозовых облаков в различных местах Советского Союза. Минимальная скорость вертикальных потоков, необходимая для разделения зарядов в облаке и для образования грозы, составляет, по мнению ряда ученых, 8—10 м/сек у нулевой изотермы и 15—17 м/сек у изотермы порядка  $-10^\circ\text{C}$ . При более значительной скорости интенсивность грозового процесса возрастает, при менее значительной — грозовой процесс ликвидируется. В отдельных случаях скорость вертикальных восходящих потоков может достигать 30 м/сек. По нашему мнению, в начале грозового процесса энергия единицы объема облачного вихря, в пределах которого осуществляется локальное разделение зарядов, должна быть равна энергии единицы объема электрического поля, осуществляющего пробой, т. е.

$$\frac{\rho v^2}{2} = \frac{E^2}{8\pi}. \quad (12)$$

Из этого уравнения для скорости критического воздушного потока, при которой начинается разряд молнии, будем иметь:

$$v = \frac{E}{2\sqrt{\pi\rho}}. \quad (13)$$

При  $E = 33 \text{ CGSE}$  и  $\rho = 1,3 \cdot 10^{-3} \text{ CGS}$  из уравнения (13) получим  $v = 3,3 \text{ м/сек}$ . Однако если учесть, что в действительности далеко не вся энергия вихря переходит в энергию электрического поля, осуществляющего пробой, то для скорости обуславливающих развитие грозы вертикальных потоков в облаке можно получить величину порядка 5—10 м/сек. Увеличение энергии электрического по-

ля в облаках сверх значения, даваемого формулой (13), противоречит второму началу термодинамики<sup>77</sup>. Экстраполируя это увеличение энергии дальше, мы неизбежно приходим к состоянию, когда ни один из вихрей не сможет двигаться против действия электрических сил. Именно при условии (13) достигается максимум энтропии. Таким образом, электрическое состояние грозовых облаков тесно связано с развитием в них турбулентности.

Вследствие того, что вблизи нулевой изотермы сосуществуют вода и лед и капли воды при столкновении с кристаллами льда электризуются, на область несколько выше нулевой изотермы приходится наибольшая плотность заряженных облачных элементов (усиление конвекции вблизи нулевой изотермы обуславливает некоторое их укрупнение и эффективное разделение зарядов). Водность грозовых облаков возрастает от периферии к центру и в среднем составляет  $2 \text{ г/м}^3$ , однако отдельные максимальные значения водности могут достигать до  $10 \text{ г/м}^3$ . Типичное для гроз средних широт количество капель в  $1 \text{ см}^3$  приблизительно равно  $4 \cdot 10^2$  при среднем их радиусе около 5—10  $\mu$ .

Зона наибольшей электрической активности облака обычно совпадает с зоной максимума осадков. Интенсивное отражение радиоволн при наблюдении грозовых облаков с помощью радара («радиоэхос») дает возможность следить за развитием в грозовых облаках процесса образования осадков и за электрическими явлениями<sup>72</sup>. Радиоэхо (фиг. 5\*)<sup>1</sup> возникает при отражении сантиметровых радиоволн от тех частей грозового облака, где достигается достаточно высокая плотность укрупненных облачных элементов (капли радиусом более 100  $\mu$ ). Толщина переохлажденной части облака, дающей радиоэхо, оценивается для грозовых облаков в 2—3 км. Максимальный радиус капель, выпадающих из грозовых облаков, редко превышает 1,5 мм<sup>102</sup>. Первый разряд молнии происходит примерно через 10—20 минут после появления начального радиоэха. За это время вершина радиоэха достигает уровня с температурой  $-30^\circ\text{C}$  и затем начинает опускаться. В основании облака при этом появляются осадки<sup>141</sup>.

Рассмотрим механизм развития молнии. В лабораторных условиях искровой разряд может развиваться,

<sup>1</sup> Фигуры, помеченные звездочкой, даны в конце книги.



если движущийся от катода к аноду электрон создает на пути своего движения мощную лавину зарядов, поле которой по порядку величины близко к внешнему полю, наложенному на разрядный промежуток (условие Микса<sup>50</sup>). Летящие в голове лавины электроны могут производить в 4—10 раз большее возбуждение атомов и молекул, чем положительные ионы, движущиеся в хвосте лавины зарядов. Какая-то доля атомов и молекул возбуждается электронами до энергий, превосходящих энергию ионизации некоторых находящихся в объеме газа частиц (укажем, например, на процесс образования возбужденных ионов). Интенсивный процесс возбуждения имеет место в голове лавины зарядов, откуда в окружающее пространство излучаются фотоны большой энергии, которые могут производить фотоионизацию в окрестности лавины<sup>420</sup>. Образовавшиеся таким образом фотоэлектроны втягиваются затем электрическим полем в тело лавины. Без процесса фотоионизации, который дает необходимое для разряда дополнительное количество носителей электричества, искровой разряд был бы невозможен вообще. После достижения лавиной анода во всем ее теле, за исключением хвоста, создается равномерное распределение зарядов противоположных знаков и образуется квазинейтральное состояние газа с высокой проводимостью (плазма). Наполненный плазмой проводящий канал должен иметь при нормальных условиях давления и температуры  $10^{13}$  ион/см<sup>3</sup>. В это же время благодаря созданному положительными ионами большому электрическому полю в хвосте лавины последний, ветвясь, начинает прорастать к катоду. Когда ветвящийся в направлении к катоду разряд достигает катода, электроды разрядного промежутка соединяются проводящим каналом. По этому каналу устремляется поток электронов, который при малом сопротивлении разрядного промежутка и достаточной мощности источника напряжения может обусловить не только искровой, но и дуговой разряд<sup>50</sup>. Объемный заряд, самораспространяющийся к одному из электродов, называется стримером<sup>42a</sup>. Стримеры, распространяющиеся в направлении катода, называются положительными, а распространяющиеся в направлении анода—отрицательными. Появление тех или других стримеров зависит от формы электродов и от длины разрядного промежутка. Оба типа

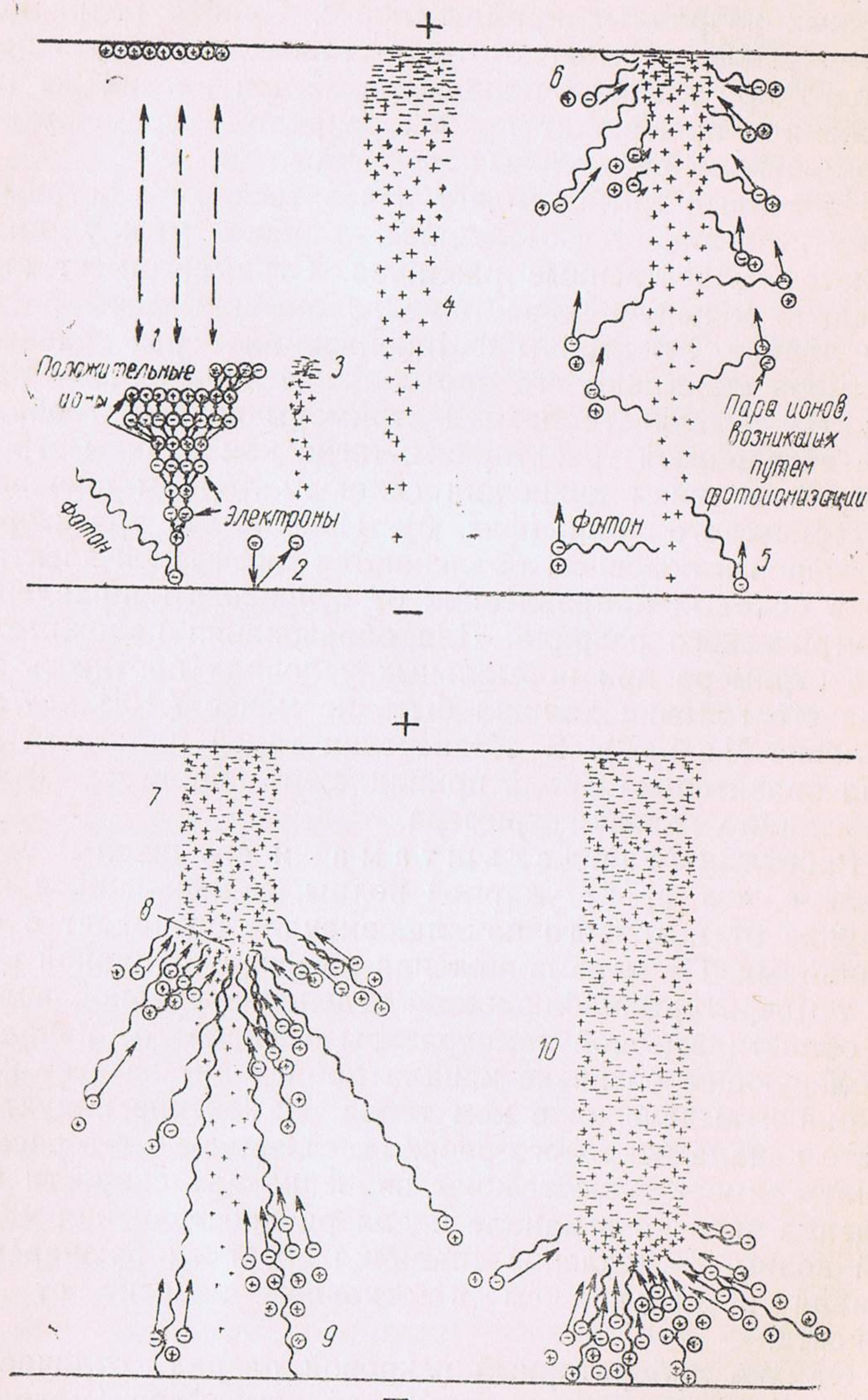
стримеров могут встречаться одновременно при пробое длинных разрядных промежутков<sup>85</sup>. Пробой разрядных промежутков с помощью отрицательных стримеров происходит при высоких напряжениях, при низких же напряжениях происходит пробой разрядных промежутков с помощью положительных стримеров.

На первый взгляд может показаться, что стример ничем не отличается от лавины, однако между ними имеются существенные различия. Стример имеет значительно большую скорость ионизации и скорость роста, чем лавина. Электроны фотоионизации перед головкой стримера облегчают его прохождение в разрядном промежутке. Распространяются стримеры по зигзагообразным ветвящимся траекториям, тогда как лавины строго следуют в своем движении силовым линиям внешнего электрического поля (фиг. 6). Извилистые траектории стримеров в основном объясняются диффузией электронов в боковых направлениях от основного направления электрического разряда. Для образования положительного стримера при нормальных условиях плотность заряда его головки должна быть не менее  $7 \cdot 10^{14}$  ион/см<sup>3</sup> (условие Леба<sup>50</sup>). В обеспечении такой плотности заряда значительная роль принадлежит процессу фотоионизации у головки стримера.

Работами Мандельштама и его школы<sup>1</sup> установлено, что фронт ударной волны, отделяющийся при разряде от искрового канала, вначале совпадает с его границами. По мере понижения на фронте ударной волны температуры наблюдается отделение ударной волны от области высокой температуры (искрового канала). Последующее развитие канала происходит за счет конвекции и выделения в нем тепла. Изменение индуктивности канала искрового разряда, связанное с его расширением, имеет существенное значение для скорости выделения энергии в канале и для распространения ударной волны. Замедление спадания скорости расширения канала в дальнейшем в основном зависит от его емкости.

Однако лабораторный искровой разряд отличается от искрового разряда в свободной атмосфере (молнии). В свободной атмосфере от облака к земле могут опускаться ступенчатый или стрельчатый лидеры<sup>84b</sup>. В большинстве случаев они по существу представляют со-





Фиг. 6. Схема увеличения числа электронов в лавине (1—6) и постепенный рост положительного стримера (7—10)

бой отрицательные стримеры. Отрицательный стример ступенчатого лидера проходит по направлению к земле путь 10—50 м, после чего в его продвижении наступает пауза (50—90 мсек), так как уменьшается напряженность поля у его головки благодаря диффузии электронов в окружающее пространство. По истечении указанного промежутка времени плотность заряда у головки лидера возрастает настолько, что возникающее при этом электрическое поле вызывает дальнейшее продвижение лидера от места остановки вниз еще на расстояние, примерно равное 10—50 м, и т. д.—до соединения с землей.

Согласно Шенланду<sup>148с</sup>, в момент возникновения ступенчатого лидера вблизи его головки на короткое время достигается поле 10кВ/см. Дальнейшее же развитие лидера возможно в поле, на порядок величины меньшем.

Различают два типа ступенчатого лидера. Тип  $\alpha$  имеет короткие ступени небольшой яркости. В типе  $\beta$  верхняя часть канала состоит из более длинных и ярких ступеней, чем нижняя. Он создается полем между скоплениями отрицательного и положительного заряда в нижней части облака и встречается чаще, чем тип  $\alpha$ . В отличие от ступенчатого лидера непрерывно продвигающийся вперед лидер называется стрельчатый. Ступенчатый лидер наблюдается обычно при пробое слабо ионизированного воздуха, в то время как стрельчатый лидер образуется при прохождении разряда по старому каналу, где имеется еще значительная ионизация<sup>148а</sup>. Иногда повторные лидеры следуют по новым, неподготовленным для их прохождения каналам. Приближающийся к земле лидер может порождать другой лидер, идущий от земной поверхности вверх. Последний проходит тем меньший путь, чем длиннее разрядный промежуток. В отдельных случаях удавалось наблюдать направляющийся вверх лидер длиной до 2 м. Сильный разряд с острием у земной поверхности весьма благоприятствует развитию положительного лидера<sup>125</sup>.

Скорость распространения ступенчатого лидерного процесса, включая паузы, меньше скорости распространения стрельчатого лидера. Распространение ступенчатого лидера рассматривается в теории газового разряда как прохождение по готовому каналу лидера типа стрельчатого в совокупности с процессом предваритель-



ного образования перед головкой разряда ионизированного канала, ускоряющего процесс разряда. Образование ионизированного канала происходит благодаря процессу распространения электронной лавины в совокупности с периодическим прохождением стримера по каналу лавины<sup>148с</sup>. Этот процесс получил название «пилотирующего стримера». Следует отметить, что существование «пилотирующего стримера» не является общепризнанным<sup>125</sup>. Поэтому мы считаем, что при вычислении скорости продвижения ступенчатого лидера следует учесть импульсивный характер явления, который будет проявляться наряду с процессом предварительного образования перед головкой разряда ионизированного канала. Применяя уравнение импульса силы к электрону, движущемуся в головке лидера, получим

$$mv = eEt, \quad (14)$$

где  $m$  — масса электрона;

$v$  — его скорость;

$t$  — время продвижения лидера на одну ступень;

$E$  — поле головки лидера.

Так как остановка лидера происходит благодаря диффузии электронов из его головки в окружающую среду (при этом уменьшается до минимума напряженность поля, обуславливающая продвижение лидера), то для смещения электронов  $r$  за время  $t$  будем иметь:

$$r = \sqrt{2Dt}, \quad (15)$$

где  $D$  — коэффициент диффузии электронов.

В первом приближении можно считать, что напряженность поля головки лидера уменьшается до значения, которое уже не обеспечивает дальнейшего продвижения лидера, когда электроны из головки лидера переместятся по меньшей мере на длину свободного пробега. При этом в процессе столкновения с газовыми частицами электроны теряют значительную часть энергии, приобретенной ими в электрическом поле, и создаются благоприятные условия для их диффузии. Тогда из формулы (15) для времени продвижения лидера от максимальной скорости до остановки получим

$$t = \frac{\lambda^2}{2D}. \quad (16)$$

Подставляя значение  $t$  в формулу (14), для максимальной скорости самого лидера получим выражение

$$v = \frac{eE\lambda^2}{2mD}. \quad (17)$$

Принимая  $\lambda = 4 \cdot 10^{-5}$  см,  $D = 50$  см<sup>2</sup>/сек и  $E \approx 33$  CGSE, будем иметь  $v \approx 1,3 \cdot 10^8$  см/сек, что находится в удовлетворительном согласии с опытом. Средняя же скорость всего ступенчатого лидерного процесса, с учетом остановок лидера в конце каждой ступени, будет несколько меньше.

Для оценки величины заряда головки ступенчатого лидера можно исходить из следующих соображений. Обозначим электрическую энергию облака до и после разряда соответственно через  $\frac{CV_0^2}{2}$  и  $\frac{CV^2}{2}$ , где  $C$  и  $V$  — емкость и потенциал облака. Работа, затраченная на осуществление разряда, будет равна

$$A = \frac{CV_0^2}{2} - \frac{CV^2}{2}. \quad (18)$$

Преобразуя последнее равенство, при учете близости  $V_0$  к  $V$ , получим

$$C(V_0 - V) = \frac{A}{V_0}. \quad (19)$$

Так как  $A = nqEl$ , где  $E$  — поле головки лидера,  $q$  — ее заряд,  $l$  — длина ступени и  $n$  — число ступеней, окончательно будем иметь:

$$q = \frac{CV_0(V_0 - V)}{nEl}. \quad (20)$$

Вследствие асимметрии в прорастании различных участков головки ступенчатого лидера, меняющейся в процессе развития разряда, неуравновешенный пинчэффект в передней части лидера может обусловить изменение направления распространения канала молнии. Большое значение магнитной составляющей силы Лоренца  $vH$  в указанной области является достаточным основанием для такого вывода. Таким образом, в принципе извилистость пути молнии должна иметь место даже в среде с совершенно однородной электропроводностью за счет неравномерного прорастания различных участков головки лидера в соответствии с особыми условиями подтекания к ней по разрядному каналу заряда. При перенапряжениях подтекание заряда к головке ли-



дера становится более равномерным, и разрядный канал выпрямляется.

В случае продвижения от облака к земле стрелчатого лидера средняя сила электрического поля, действующая на каждый электрон в головке лидера, должна быть равна силе сопротивления окружающей среды, так как стрелчатый лидер распространяется приблизительно с равномерной скоростью по уже подготовленному, ионизированному каналу. При этом основные затраты энергии будут производиться на упругие соударения электронов с газовыми частицами. Потери энергии, которые будут иметь место в результате столкновения электрона с газовыми частицами на единице длины, определятся выражением

$$\frac{m}{M} \cdot \frac{mv^2}{2\lambda}, \quad (21)$$

где  $m$ —масса электрона;

$M$ —масса газовой частицы;

$\lambda$ —длина свободного пробега электрона.

Ввиду того, что стрелчатый лидер продвигается по уже готовому, ионизированному каналу, можно считать, что потери энергии на ионизацию в этом случае отступают на второй план по сравнению с потерями на упругие столкновения электронов с газовыми частицами. Поэтому средняя сила электрического поля, действующая на электрон, должна быть равна потерям энергии электрона на единице длины, т. е.

$$\frac{eE}{2} = \frac{m}{M} \cdot \frac{mv^2}{2\lambda}, \quad (22)$$

откуда для максимальной скорости электрона, а значит и лидера, находим

$$v = \frac{1}{m} \sqrt{eEM\lambda}. \quad (23)$$

Полагая, что для прохождения стрелчатого лидера по ионизированному пути требуется поле, по крайней мере на порядок величины меньшее, чем для прохождения ступенчатого лидера, и принимая  $E \approx 1$  CGSE,  $\lambda = 4 \cdot 10^{-5}$  см,  $m = 10^{-27}$  г и  $M \approx 5 \cdot 10^{-23}$  г, для максимальной скорости распространения стрелчатого лидера получим  $v \approx 10^9$  см/сек, что является верхним пределом экспериментальных значений. Из формул (17) и (23) следует, что ток проводимости при прохождении ступенчатого и стрелчатого лидеров будет различным образом зависеть от напряженности электрического поля.

Непрерывное продвижение стрелчатого лидера к земле обеспечивается благодаря непрерывному восполнению диффундирующих из головки лидера электронов за счет тока проводимости в канале молнии. При выполнении этого условия будем иметь:

$$D \cdot \frac{dn}{dx} = nv, \quad (24)$$

где  $v$ —скорость направленного движения электронов в канале;

$n$ —число электронов в единице объема;

$D$ —коэффициент их диффузии.

Интегрируя уравнение (24) в границах головки лидера, от расстояния 0, соответствующего максимальной плотности электронов, до расстояния  $d$ , на протяжении которого концентрация электронов падает от  $n$  до  $n_0$  (значение  $n_0$  уже не обеспечивает продвижение лидера), получим

$$\frac{n}{n_0} = e^{\frac{vd}{D}}. \quad (25)$$

Это уравнение позволяет вычислить перепад концентраций электронов в передней части головки стрелчатого лидера, при котором обеспечивается его непрерывное продвижение по траектории.

Об изменении электрического состояния облака в результате разряда молнии можно судить по изменению его дипольного момента. Для оценки относительного изменения дипольного момента обозначим заряд облака до разряда молнии через  $Q$ , после разряда—через  $Q-q$ , где  $q$ —заряд, протекший по каналу молнии. Тогда средний заряд облака будет

$$\bar{Q} = \frac{Q-q+Q}{2} = Q - \frac{q}{2}. \quad (26)$$

Средний дипольный момент облака может быть определен из выражения

$$\bar{p} = \int_0^{vt} \left( Q - \frac{q}{2} \right) dl, \quad (27)$$

где  $v$ —скорость распространения разряда молнии;

$t$ —время разряда;

$l$ —длина диполя.



Используя уравнение (27), для относительного изменения дипольного момента облака при разряде молнии между центрами облачного диполя получим

$$\frac{\mu - \tilde{\mu}}{\mu} = \frac{ql}{2\mu}. \quad (28)$$

Согласно формуле (28), относительное изменение дипольного момента при разряде молнии между центрами облачного диполя составит лишь несколько процентов от дипольного момента до разряда молнии. Очевидно, что такой же результат получится и при разряде молнии на землю.

Как уже упоминалось, из работ Симпсона<sup>153</sup> и Ганна<sup>127</sup> известно, что напряженность электрического поля в грозовых облаках обычно может меняться от 100—300 до 700 В/см, но перед разрядом в отдельных небольших объемах облака она достигает значительно больших значений. Нам кажется, что объяснение этому факту следует искать во флуктуациях заряда грозового облака. В самом деле, полагая, что возникновение электрического поля в облаке происходит благодаря разделению разноименно заряженных частиц в поле силы тяжести, мы можем электрическую энергию облака связать с одной степенью свободы уравнением

$$\frac{Q^2}{2C} = \frac{NkT}{2}, \quad (29)$$

где  $N$ —число заряженных частиц в объеме, занимаемом зарядом  $Q$ ;

$C$ —собственная емкость этого объема;

$T$ —абсолютная температура.

Тогда для числа заряженных частиц в единице объема грозового облака получим

$$n = \frac{Q^2}{CkT\omega}, \quad (30)$$

где  $\omega$ —объем, занимаемый зарядом  $Q$ .

Если для физической оценки формулы (30) принять  $Q=30C$ ,  $C=1,5 \cdot 10^5$  см,  $T=300^\circ$  и  $\omega=13,6 \cdot 10^{15}$  см<sup>3</sup>, то для числа заряженных частиц в единице объема получим  $n \approx 3 \cdot 10^{14}$ . Таким образом, при увеличении среднего заряда одного из полюсов облачного диполя до 30C в облаке достигается плотность заряженных частиц порядка  $10^{14}$ . Согласно Лебу<sup>50</sup>, при такой плотности заряда в условиях атмосферного давления осуществляется искровой разряд. Но такая плотность заряженных ча-

стиц во всем объеме облака не может быть достигнута, так как разряд начнется значительно раньше ее достижения. Благодаря флуктуациям заряда в отдельных местах облака указанная плотность заряженных частиц (электронов) достигается при меньшем среднем заряде облака. Таким образом, то обстоятельство, что обычная напряженность электрического поля в грозовых облаках по крайней мере на порядок величины меньше той, при которой начинается электрический пробой воздуха, становится понятным, если учесть флуктуации зарядов в облаках. Как видно из формулы (30), флуктуации заряда грозового облака в различной мере будут определяться совокупным действием  $T$ ,  $C$  и  $N$ .

Следует отметить большое прогностическое значение объема, в котором распределяется электрический заряд одного из полюсов облачного диполя, так как развитие разряда молнии может происходить лишь при определенной критической плотности заряда. Облачные диполи могут иметь заряды и больше 30C (так же как и меньше), но тогда эти заряды должны содержаться в большем (или соответственно меньшем) объеме, чем в рассмотренном выше случае.

Нам представляется существенным дать также оценку пробега лидера молнии, на протяжении которого напряженность электрического поля возрастает на порядок величины. Так как ионизация на пути движения лидера  $dx$  определяется известным в теории искрового разряда выражением  $\alpha e^{\alpha x} dx$ , где  $\alpha$ —эффективный коэффициент ионизации фотонами и электронами, то для числа зарядов  $n$  в единице объема получим

$$n = \frac{\alpha e^{\alpha x} dx}{\pi r^2 dx} = \frac{\alpha e^{\alpha x}}{\pi r^2}, \quad (31)$$

где  $\pi r^2 dx$ —объем цилиндрического столбика плазмы, который тянется за головкой лидера радиусом  $r$ .

Используем далее уравнение Пуассона в форме

$$\frac{d^2 V}{dx^2} = -4\pi qn, \quad (32)$$

где  $q$ —заряд одной частицы;

$n$ —число зарядов в единице объема.

Подставляя значение  $n$  из формулы (31) в формулу (32), будем иметь:

$$\frac{d^2 V}{dx^2} = -\frac{4q\alpha e^{\alpha x}}{r^2}. \quad (33)$$



Интегрируя уравнение (33) в пределах изменения  $x$  от 0 до  $l$  и  $\frac{dV}{dx}$  от максимальной напряженности поля лидера до напряженности  $E_0$ , которая уже не обеспечивает его продвижения, найдем

$$E - E_0 = -\frac{4q}{r^2} (e^{\alpha l} - 1). \quad (34)$$

Так как  $E_0 = \frac{q}{r^2}$ , окончательно получим

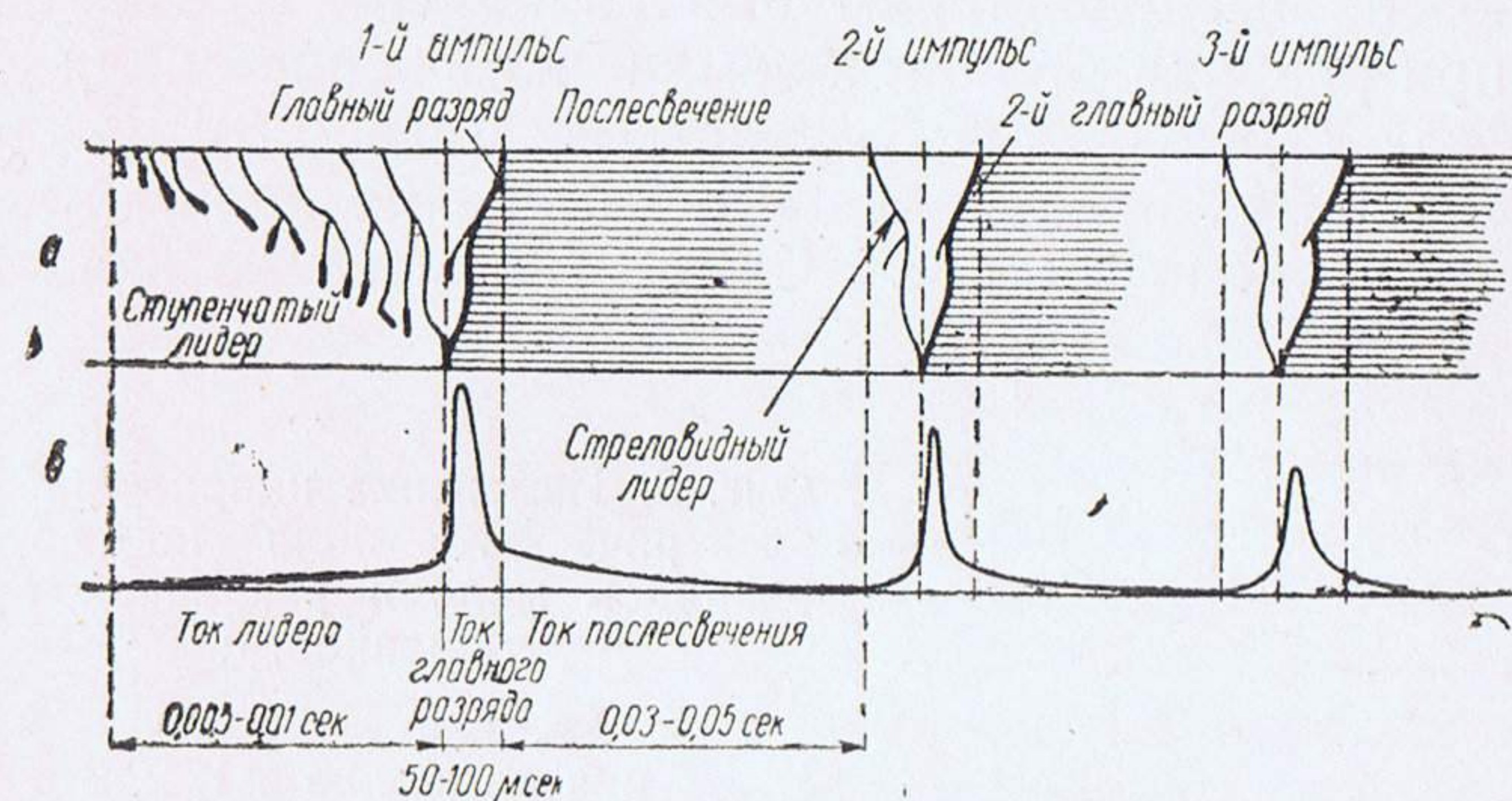
$$E - E_0 = 4E_0 (e^{\alpha l} - 1). \quad (35)$$

Принимая  $\frac{E}{E_0} = 10$  и  $\alpha = 2,3$  ион/см (наименьшее значение для воздуха при атмосферном давлении), из уравнения (35) получим  $l \approx 0,5$  см. Таким образом, уже на расстоянии 0,5 см от начала пути лидера напряженность его поля может увеличиться в 10 раз. При этом следует также учесть большое значение флуктуаций заряда на конце плазменного канала. Уже при относительном отклонении от равенства зарядов, равном  $10^{-5}$ , вблизи конца столбика плазмы радиусом 1 см возникает поле порядка 600 В/см, что само по себе может существенным образом повлиять на дальнейшее развитие разряда.

После достижения головкой лидера земли к облаку со скоростью  $10^9 - 10^{10}$  см/сек по пути, проложенному лидером, поднимается ярко светящийся главный разряд молнии. При разрядах молнии между облаками и в том случае, когда направляющийся к земле разряд не достигает земли, стадия главного разряда отсутствует. При этом развивается ступенчатый лидер без главного разряда. Стадия главного разряда отсутствует также и в случае лидера, развивающегося от земли к облаку. Прохождение молнии в облаках состоит из большого количества отдельных разрядов с более короткими промежутками между ними, чем при ударах на землю. Главный разряд обычно является положительным стримером, завершающим пробой воздуха.

Как правило, молния представляет собой многократный разряд (фиг. 7). Иногда при фронтальных грозах она может содержать до 20 отдельных разрядов, чаще же 5—6. Паузы между разрядами составляют от  $2 \cdot 10^{-3}$  до 0,5 сек. Средняя длительность полного разряда молнии измеряется десятими долями секунды, отклонения от

среднего в обе стороны возможны на порядок величины<sup>125</sup>. Длительность отдельных разрядов составляет в среднем 100—200 мсек, иногда же достигает 1000 мсек. В ряде случаев замечается возрастание высоты начала последующих разрядов многократной молнии примерно на 0,7 км на каждый разряд. Максимальная высота, с которой могут происходить разряды молнии к земле, достигает 9 км над уровнем земной поверхности. Наиболее



Фиг. 7. Развитие молнии:  
а—оптическая картина; б—токовая картина

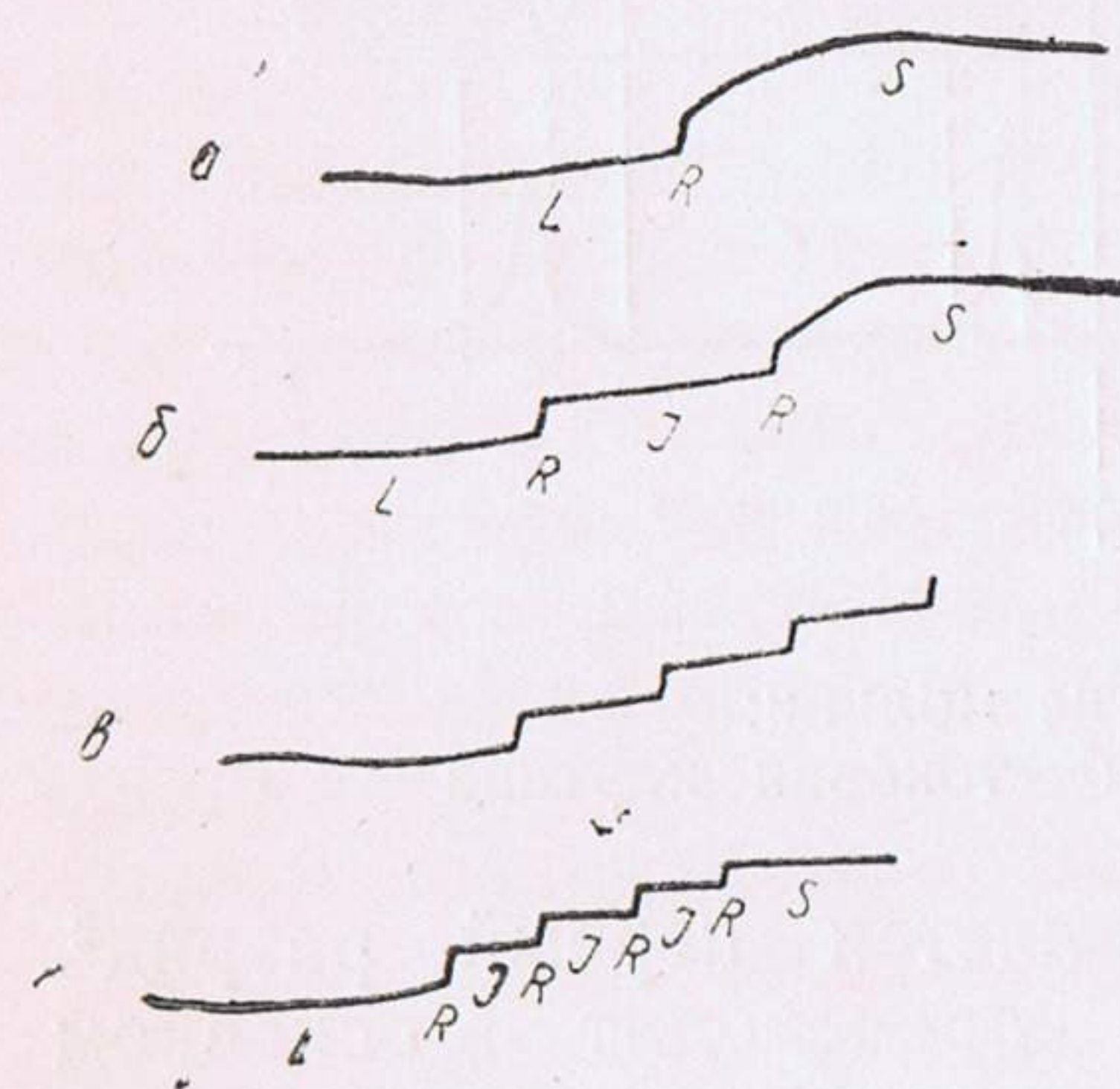
интенсивным и ветвистым является первый разряд<sup>2</sup>. Ветвление разрядного канала происходит в основном благодаря действию тока с острий. Над лишенной леса равниной оно сводится к минимуму. Кроме того, ветвление может возникнуть в результате старения канала, подготовленного предыдущим разрядом.

Многочисленными наблюдениями установлено, что средний заряд грозового облака составляет около 30—50С, средний же электрический момент облачного диполя примерно равен 110 кулонокилометрам. Однако в одном случае Макикроном<sup>125</sup> был отмечен максимальный заряд в 164С, который переносился к земле в виде непрерывного и значительной силы тока. В каждой молнии разряжается до 1, редко до 10С электричества. При измерениях на высоких зданиях отмечались отдельные разряды, в которых переносился заряд до 100 С. При этом по разрядному каналу диаметром 10—45 см протекал аperiodический ток около  $2 \cdot 10^4$  А, абсолютный же максимум тока может достигать  $3,4 \cdot 10^5$  А. Пиковая величина тока молнии достигается за 6 мсек,



скорость нарастания тока составляет 2—9 кА/сек, среднее время спада тока до половины пикового значения близко к 24 мсек. В добавление к кратковременным импульсам тока в разряде молнии наблюдаются также токи небольшой амплитуды и большой длительности. Величина этих токов составляет от 10 до нескольких тысяч ампер. Наличие этих токов обозначают термином «непрерывный удар».

Согласно исследованиям Малана и Шенланда<sup>140</sup>, при разряде молнии к земле изменение поля состоит из L-, R-, I- и S-участков (фиг. 8). L—последний участок предразрядного изменения поля, которое длится около 0,1 сек. Само L-изменение охваты-



Фиг. 8. Изменение напряженности электрического поля во время разрядов молнии различной протяженности:

а, б, в и г — разряды молнии на землю с 1, 2, 3 и 4 частичными разрядами к земле. Все разряды переносят к земле отрицательный заряд

вает лишь несколько сотых секунды и связано с развивающимся к земле лидером. Участок R длительностью 1 мсек соответствует обратному удару после достижения лидером земли. За участком R следует участок I, связанный с прохождением к земле многократных разрядов и длящийся в среднем около 0,03 сек. Изменение поля на этом участке становится незначительным с увеличением кратности разряда и является отрицательным для гроз ближе 5 км от места наблюдения и положительным для гроз более далеких (до 20 км). Разрядный процесс замыкается медленным, длящимся 0,2 сек S-участком, который следует за последней ступенью R.

Этот участок обусловлен непрерывным разрядом к земле отрицательно заряженного столба в облаке от уровня, достигнутого последним ударом<sup>143с</sup>.

Большинство молний приносит к земле отрицательный заряд, так как разряд исходит из отрицательно за-

ряженной нижней части облака, но встречаются молнии и противоположной полярности. В первом случае грозы значительно богаче молниями, чем во втором. Отношение количества молний отрицательной полярности к молниям положительной полярности для зон умеренного климата примерно равно 4:1, для тропиков 17:1. Отношение отрицательных разрядов к положительным увеличивается для молний, поражающих высокие здания<sup>121а</sup>, в сравнении с разрядами на открытой местности (для США в этих двух случаях отношения количеств разрядов равны соответственно 14:1 и 4:1). В ряде случаев наблюдалось изменение полярности разряда молнии в ходе самого разряда.

В зонах умеренного климата разряды молний направляются по преимуществу к земле, в тропиках же большинство разрядов осуществляется между облаками или внутри облака. Для Южной Африки среднее отношение разрядов в облаках к разрядам на землю равно 10:1, для Кью (Англия) — 0,7:1.

Средняя длина молнии 2—3 км, но изредка между облаками могут проскакивать молнии длиной до 20 км и более. Разность потенциалов между облаком и землей может изменяться в пределах  $50 \cdot 10^6$ — $10^9$  В. Площадь земной поверхности, на которой проявляются связанные с отдельной грозой электрические явления, простирается от 4 до 80 км<sup>2</sup>. Благодаря проводимости воздуха земля получает на этой площади от грозового облака ток около 0,5 А<sup>125</sup>. Некоторые авторы считают, что этот ток может достигать 2 А. Над грозовым облаком ток может изменяться в пределах 0,1—6 А.

После разряда молнии электрическое состояние грозового облака восстанавливается не сразу. Времени регенерации электрического состояния грозового облака можно дать оценку, исходя из уравнения Пуассона в форме

$$\frac{dE}{dx} = 4\pi\rho. \quad (36)$$

После однократного интегрирования этого уравнения по координате  $x$  и замены  $\rho$  отношением  $\frac{j}{v}$ , где  $j$  — плотность тока, а  $v$  — скорость движения зарядов в поле облачного диполя, окончательно будем иметь:

$$t = \frac{E}{4\pi j}. \quad (37)$$



Полагая, что для восстановления напряженности поля до  $10 \text{ kV/cm}$  в облаке должен проходить ток плотностью  $10^{-10} \text{ A/cm}^2$ , из уравнения (37) найдем, что время регенерации заряда будет равно 7 сек.

Если же благодаря развитию конвекции негрозовое облако превращается в грозовое, то времени, необходимому для образования первого разряда молнии, можно дать оценку следующим образом. Заменяя в формуле (37) плотность тока, согласно уравнению  $j = \alpha env$ , будем иметь:

$$t = \frac{E}{4\pi\alpha env} \quad (38)$$

где  $e$ —заряд электрона;

$n$ —число заряженных капель в единице объема;

$\alpha$ —среднее число элементарных зарядов на каждой капле;

$v$ —скорость движения зарядов.

Принимая  $E = 33 \text{ CGSE}$ ,  $v = 16,5 \cdot 10^2 \text{ см/сек}$ ,  $n = 4 \cdot 10^2 \text{ см}^{-3}$ ,  $\alpha = 10$ , получим  $t = 12 \text{ мин}$ , т. е. время образования первой молнии по порядку величины соответствует времени зрелости конвективной ячейки.

После разряда молнии электрическое поле грозового облака скачкообразно изменяется и затем в течение нескольких секунд снова возвращается к исходной величине. Существуют два типа такого изменения поля: оно может или резко упасть или скачкообразно возрасти. И м я н и т о в<sup>396</sup> объясняет оба типа разрядов изменением электрической структуры облаков в результате разрядов.

Согласно измерениям Израеля<sup>130</sup>, у земной поверхности за 1—2 часа до пришествия грозы отмечают колебания градиента электрического потенциала частотой около 0,5—1 имп/мин. При прохождении над местностью центра грозового облака частота этих колебаний возрастает до 2—3 имп/мин, а затем постепенно уменьшается. Такого рода колебания могут иногда отмечаться даже спустя 4 часа после окончания видимых проявлений грозы<sup>105a</sup>.

До сих пор мы рассматривали самую распространенную молнию—линейную. Наряду с ней существуют и иные типы молнии, встречающиеся значительно реже. Иногда между облаками проскакивает медленно разви-

вающаяся ракетообразная молния, которая длится 1—1,5 сек. Редко встречающимся типом молнии является и четочная молния, имеющая длительность 0,5 сек и представляющаяся глазу на фоне облаков в виде светящихся четок диаметром около 7 см. Особой разновидностью быстро протекающего тлеющего разряда является плоская молния, охватывающая значительную часть облака. Этот тип молнии не всегда сопровождается громом и дает полосатый спектр. Своеобразным видом молнии является шаровая молния (фиг. 9 и 10\*), о природе которой можно строить лишь предположения, исходя из имеющегося материала случайных наблюдений над нею<sup>98</sup>.

Шаровая молния в большинстве случаев представляет собой сферическое (реже грушевидное) образование диаметром у земной поверхности около 10—20 см, а на высоте облаков до 10 м. Возникает шаровая молния не обязательно вблизи канала линейной молнии—она может, например, опуститься из облака в отсутствие видимых или слышимых разрядов линейной молнии, но при всех обстоятельствах появление шаровой молнии связано с прохождением грозы над местностью. В Средней Европе шаровая молния обычно наблюдается при зимних грозах, чаще в конце гроз. Наибольшая частота ее появления при этом приходится на вторую половину суток и особенно на предутренние часы. Для других местностей Европы и Азии шаровые молнии наиболее вероятны в периоды максимального развития грозовой деятельности.

Существуют две разновидности шаровых молний: подвижные и неподвижные<sup>98</sup>. Подвижные шаровые молнии плавают в воздухе со скоростью около 2 м/сек (иногда со скоростью воздушных течений), неподвижные же закрепляются на остриях молниеотводов, на острых краях металлических крыш, в верхней части заводских труб. Подвижные молнии светятся красноватым светом, в то время как неподвижные испускают ослепительно белый свет. Подвижные молнии могут оседать и становиться неподвижными, а неподвижные, наоборот, срывать с мест закрепления и становиться подвижными. Большая шаровая молния иногда распадается на несколько светящихся шаров меньшего размера.

О температуре шаровой молнии можно судить по



расплавлению и испарению металлов, на которые она садится, или по сильному нагреванию воды, если молния опускается в водоемы. Длительность существования шаровой молнии изменяется в пределах от нескольких секунд до полуминуты. Исчезновение шаровой молнии в большинстве случаев сопровождается взрывом значительной силы. Мощность взрыва достаточна, чтобы разрушить большую печную трубу, раздробить на кусочки кирпичи здания. Иногда шаровая молния исчезает бес-



Фиг. 9. Шаровая молния (с картины неизвестного художника)

шумно. Обычно после ее исчезновения в помещении остается некоторое время остро пахнущая дымка, голубая в отраженном свете и коричневая в проходящем<sup>84 б</sup>

Относительно природы шаровой молнии высказывалось весьма много гипотез, большинство из которых лишено физического содержания. Научный интерес представляют гипотезы Френкеля<sup>98</sup> и Капицы<sup>41</sup>. Согласно Френкелю, шаровая молния представляет собой массу суспензии, которая при падении приходит во вращательное движение относительно окружающей среды и приобретает при этом форму шара. Свечение шара возникает за счет дезактивации составляющих его химических продуктов. По мнению Капицы, источником энергии шаровой молнии является энергия возникающих при грозовых разрядах радиоволн, концентрирую-

щаяся после их отражения от земной поверхности в пучностях стоячих волн.

На наш взгляд, шаровая молния возникает благодаря осуществляющейся иногда фокусировке ядерноактивных космических частиц в мощном электрическом поле грозовых облаков. Возникающая при этом реакция дробления ядер, сопровождающаяся лавиноподобным размножением ядерноактивных частиц, дает энергию, достаточную для образования шаровой молнии.

Известно, что вылетающие из ядер в процессе их дробления нейтроны разделяются на две группы: запаздывающие и мгновенные<sup>76</sup>. Мгновенных нейтронов большинство (более 99%), вылетают они из ядер за  $10^{-14}$  сек и вместе с другими ядерноактивными частицами могут обеспечить образование шаровой молнии. Поддержание же существования шаровой молнии, по нашему мнению, происходит за счет выделения запаздывающих нейтронов (нейтронов радиоактивности), которые испускаются ядрами за время от нескольких секунд до нескольких минут с постепенно уменьшающейся интенсивностью. Время выделения запаздывающих нейтронов по порядку величины как раз совпадает с временем существования шаровой молнии.

Оценим влияние электрического поля грозовых облаков на движение космических частиц. Для того чтобы увеличить мощность потока космических частиц в десять раз, необходимо заставить исходный поток проходить через площадь в десять раз меньшую<sup>68</sup>. Согласно принципам масспектроскопии, при воздействии электрического поля на ионный пучок выполняется следующее соотношение между скоростями ионов в двух сечениях пучка:

$$\frac{S}{S_0} = \frac{v_0^2}{v^2}. \quad (39)$$

Из уравнения (39) следует, что при увеличении мощности космического излучения в десять раз скорости частиц должны измениться в отношении  $\frac{v}{v_0} = \sqrt{10}$ . Так как

и магнитное поле земли, и магнитные поля в камерах Вильсона оказывают на траекторию космических частиц существенное влияние, следует оценить, каково будет влияние на космические частицы электрического поля



грозовых облаков. Предполагая одинаковое действие на частицу электрических и магнитных сил, с использованием уравнения (39) будем иметь:

$$E = \frac{V_{10} v_0 H}{C}, \quad (40)$$

где  $C$  — скорость света;

$H$  и  $E$  — напряженности магнитного и электрического полей.

Принимая скорость ядерноактивных космических частиц  $v_0 = 10^{10}$  см/сек, из уравнения (40) получим, что магнитное поле в 100 эрстед оказывает на космическую частицу такое же воздействие, как необходимое для пробоя воздуха в приземных условиях электрическое поле в 100 CGSE. Таким образом, действия электрического и магнитного полей на космическую частицу сравнимы между собой. Следует отметить, что электрическое поле грозовых облаков уже применялось в ускорителях для разгона заряженных частиц. От этого способа ускорения частиц пришлось отказаться лишь ввиду изменчивости электрического поля грозовых облаков и невозможности его регулировать<sup>27</sup>. Шенланд<sup>148</sup> в Южной Африке нашел, что интенсивность заряженной компоненты космического излучения в некоторых местах под грозовым облаком понижена сравнительно с безоблачным пространством, в других повышена, и объяснил это действием электрического поля грозового облака. Поэтому существенное влияние электрического поля грозовых облаков на движение заряженных частиц типа космических можно считать доказанным экспериментально.

В первом приближении мы будем иметь квазистационарное существование шаровой молнии, если энергия, получаемая в результате размножения ядерноактивных частиц по уравнению

$$n = n_0 e^{kt}, \quad (41)$$

где  $k$  — коэффициент размножения,

$n_0$  — число ядерноактивных частиц в начале реакции,

$n$  — число их через промежуток времени  $t$ , будет равна энергии, отдаваемой путем излучения в окружающую среду:

$$A \sigma T^4 4\pi r^2 = \epsilon n_0 e^{kt}, \quad (42)$$

где  $r$  — радиус шаровой молнии;

$\epsilon$  — средняя энергия, отдаваемая каждым радиоактивным атомом в 1 сек;

$\sigma$  — постоянная излучения;

$T$  — абсолютная температура;

$A$  — коэффициент, меньший единицы, учитывающий переход от черного излучения к серому.

Если обозначим через  $n$  количество радиоактивных атомов в единице объема, возникшее к моменту образования шаровой молнии, то для стационарного ее состояния будем иметь:

$$A \sigma T^4 4\pi r^2 = \epsilon n \frac{4}{3} \pi r^3, \quad (43)$$

откуда

$$n = \frac{3 A \sigma T^4}{\epsilon r}. \quad (44)$$

Принимая, что  $\epsilon = 8 \cdot 10^6$  eV на частицу, температура шаровой молнии  $T = 2500^\circ \text{K}$ , радиус  $r \approx 20$  см и  $A = 0,1$ , из уравнения (44) для числа делящихся атомов в единице объема получим  $n \approx 2,6 \cdot 10^{12}$ . Если бы существование шаровой молнии указанных размеров обеспечивалось химической энергией, то для этого потребовалось бы ежесекундное участие в реакции  $2,6 \cdot 10^{18}$  атомов или молекул в единице объема, так как при химических реакциях на каждый реагирующий атом или молекулу выделяется энергия, в миллион раз меньшая, чем при реакциях ядерных. Как известно, атмосферный воздух имеет следующий состав (в вес. %):

N	O	A	Ne	He	Kr	Xe
75,5	23,15	1,286	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-5}$

Энергия выделяется только при расщеплении ксенона, при расщеплении же всех остальных составных элементов атмосферного воздуха энергия поглощается. В условиях нормального атмосферного давления в 1 см<sup>3</sup> воздуха содержится  $2,7 \cdot 10^{12}$  атомов ксенона. Как видно из проведенного расчета, этого достаточно для поддержания существования шаровой молнии.

Из уравнения (41) путем его логарифмирования определяем время образования шаровой молнии

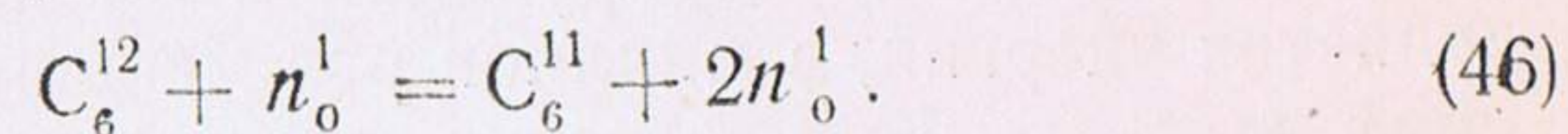
$$t = \frac{\ln \frac{n}{n_0}}{k}. \quad (45)$$



Если положить, что реакция, приводящая к образованию шаровой молнии, начинается при  $n_0 \approx 10$  (возможный результат фокусировки частиц) и заканчивается при  $n \approx 2,6 \cdot 10^{12}$ , и принять эффективный коэффициент размножения ядерноактивных частиц в космических лучах  $k \approx 52,8$ , то для времени образования шаровой молнии получим  $t \approx 0,5$  сек. Это значение близко к времени ощущения глаза и дает объяснение тому, почему наблюдатели до сих пор не фиксировали шаровую молнию на различных этапах ее возникновения.

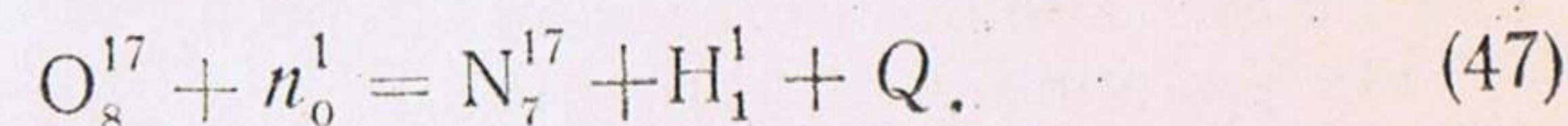
Форма шаровой молнии, с нашей точки зрения, объясняется тем, что из сферического объема будет иметь место меньшая утечка радиоактивных частиц, чем из объемов других конфигураций. Кроме того, при сферической поверхности в окружающую среду будет отдаваться наименьшая энергия путем излучения.

Из наблюдений над шаровой молнией известно, что она часто появляется у кромки печных и заводских труб, у острых краев железных крыш, на молниеотводах и у водной поверхности<sup>84б</sup>. По нашему мнению, это происходит потому, что у труб, где имеется достаточно углерода, происходит питание шаровой молнии нейтронами согласно известной реакции размножения нейтронов:



Питание шаровой молнии ядерноактивными частицами может происходить и при ее оседании на железных предметах: при разрушении ядра железа иногда порождается не менее 30 мезонов большой энергии<sup>69</sup>.

У водной поверхности происходит бомбардировка нейтронами воды, содержащей изотопы кислорода  $O^{16}$ ,  $O^{17}$  и  $O^{18}$  в их естественном соотношении<sup>52</sup>. При этом образуется радиоактивный азот  $N_7^{17}$ , дающий запаздывающие нейтроны с периодом  $\approx 4,5$  сек, из ядра выбрасывается протон и выделяется энергия  $Q = 8 \cdot 10^6$  eV на частицу по уравнению



Немалая энергия в этом случае будет затрачиваться и на осуществление реакции.

Вероятность образования шаровых молний, по на-

шему мнению, должна коррелировать с мощными вспышками на Солнце<sup>78</sup>, сопровождающимися значительным выбросом вещества и обуславливающими увеличение космического излучения у земной поверхности на 30% и на высоте 3,5 км над земной поверхностью—на 180%.

Плоскую, шаровую, четочную и ракетообразную молнии удалось сфотографировать, но пока еще не удалось воспроизвести в лаборатории. Поэтому о механизме их возникновения и развития можно судить лишь предположительно.



## Глава II

### ОСНОВНЫЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ГРОЗОВЫХ ОБЛАКОВ

Исследование электрической структуры грозовых облаков производится с помощью наземной аппаратуры, с помощью приборов, поднимаемых на самолетах, и с помощью специальных радиозондов, которые посылают сигналы об электрическом состоянии облаков по радио.

В наземных условиях для характеристики электрического состояния грозовых облаков наиболее широкое применение получили такие приборы, как чувствительный гальванометр, электрограф Бенндорфа, капиллярный электрометр, катодный осциллограф и клидонограф. Наземные наблюдения в равнинных условиях позволяют получить лишь косвенные сведения об электрической структуре грозовых облаков. В высокогорных условиях характеристики электрического состояния облаков могут быть получены из наземных наблюдений непосредственно.

Гальванометр в исследованиях гроз применяется для измерения токов с острий. Градиент электрического потенциала у земной поверхности при прохождении гроз обычно фиксируется электрографом Бенндорфа. Многочисленные регистрации градиента потенциала с помощью электрографа Бенндорфа позволили Симпсону<sup>153</sup> установить, что при приближении и удалении гроз градиент потенциала приобретает положительное значение, при прохождении же гроз над головой наблюда-

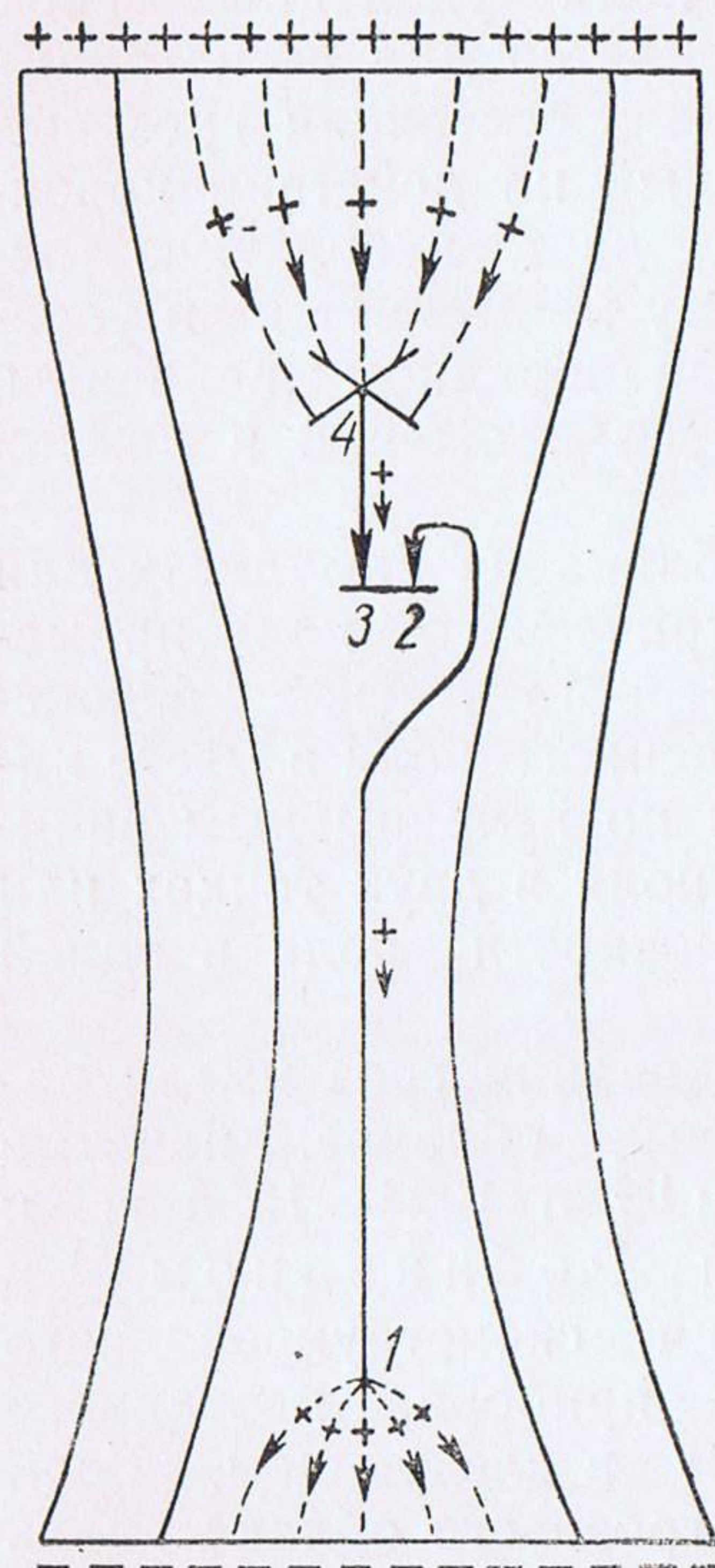
теля градиент потенциала становится отрицательным (при этом он имеет тенденцию к уменьшению благодаря совокупному влиянию центров положительного и отрицательного зарядов биполярного облака). Капиллярный электрометр оказался очень удобным прибором для записи изменений электрического поля удаленных гроз. Катодный осциллограф применяется для регистрации быстрых изменений электрического состояния грозовых облаков. Клидонограф, основанный на действии коронного разряда на фотоэмульсию, дает небольшую точность регистрации поля и поэтому применяется в условиях, где можно удовлетвориться порядком величины, например при исследовании перенапряжений в линиях электропередач.

При подъемах в грозовые облака на самолетах для измерения напряженности электрического поля применяются главным образом электростатические флюксометры. Напряженность невозмущенного поля в месте нахождения самолета оценивается по непрерывным записям изменений напряженности поля в двух точках или по скорости изменения напряженности поля в одной точке самолета.

Большое значение для исследования гроз имели работы по зондированию грозовых облаков, начатые Симпсоном и Скрейзом<sup>153</sup> в 1934—1936 гг. и законченные Симпсоном и Робинзоном<sup>154</sup> в 1937—1939 гг. Принцип действия сконструированного Симпсоном и Скрейзом прибора, названного ими альтиэлектрографом, состоит в следующем. Если поместить в электрическое поле грозового облака вдоль его силовых линий прямолинейный проводник, то он соединит области с различными потенциалами. При достаточной длине проводника действующая на него разность потенциалов обусловит протекание в нем измеримого тока. Сделав разрыв в середине проводника и заострив разорванные концы, Симпсон и Скрейз получили возможность воспользоваться током коронного разряда в образовавшемся промежутке для оценки знака и примерной величины напряженности электрического поля. Электрическое поле фиксировалось с помощью особым образом приготовленной бумаги, которая у анода под влиянием коронного разряда окрашивалась в синий цвет, а у катода оставалась неокрашенной. Бумага на-



кладывалась на алюминиевый диск, приводившийся во вращение часовым механизмом. На диск с легким нажимом опирались два острия, соединенные с двумя частями проводника, находившегося в электрическом поле грозового облака (фиг. 11). Бумага окрашивалась



Фиг. 11. Схема альтиэлектрографа:

2,3—алюминиевый диск, на который опираются острия; действующая между концами 1 и 4 проводника разность потенциалов обуславливает протекание по нему тока

полагалось осуществить на телеграфной ленте. Результаты испытаний прибора и его дальнейшая судьба в литературе не освещены<sup>80</sup>.

Первые эксперименты по использованию радиозонда

в течение нескольких минут. Приближенная оценка величины напряженности электрического поля производилась по ширине окрашенного следа. Кроме напряженности поля, альтиэлектрограф фиксировал также влажность и давление воздуха. Прибор поднимался с помощью баллона, наполненного водородом. После достижения определенной высоты специальное приспособление отцепляло альтиэлектрограф от баллона, раскрывался парашют, и прибор плавно опускался на землю.

Впервые мысль об измерении напряженности электрического поля грозовых облаков с помощью радиозонда была высказана Поповым на заседании Русского физико-химического общества 7 мая 1902 г. На этом же заседании он демонстрировал прибор, в основу которого был положен принцип действия «разрядного электроскопа». Запись напряженности электрического поля грозовых облаков с помощью этого прибора пред-

для измерения напряженности электрического поля в грозовых облаках были проведены Белиным<sup>116</sup> в 1948 г. Исходя из работ Симпсона и сотрудников, Белин воспользовался для этой цели проводником, помещенным вдоль силовых линий электрического поля грозового облака. Зависящее от напряженности внешнего электрического поля падение напряжения на этом проводнике (коллекторе) производит модуляцию несущей частоты передатчика радиозонда, и к приемнику на земле направляются сигналы, содержащие сведения об электрическом состоянии грозовых облаков. Для повышения чувствительности прибора напряжение на сетку модуляторной лампы в схеме Белина подавалось от высокоомного сопротивления, включенного в среднюю часть коллектора. Радиозонд Белина давал сведения о напряженности поля и высоте местонахождения зонда. В 1949 г. успешное зондирование грозовых облаков было проведено Чепменом<sup>120</sup>. Радиозонд Чепмена посылал на приемную станцию сигналы, содержавшие сведения о температуре, давлении и напряженности электрического поля.

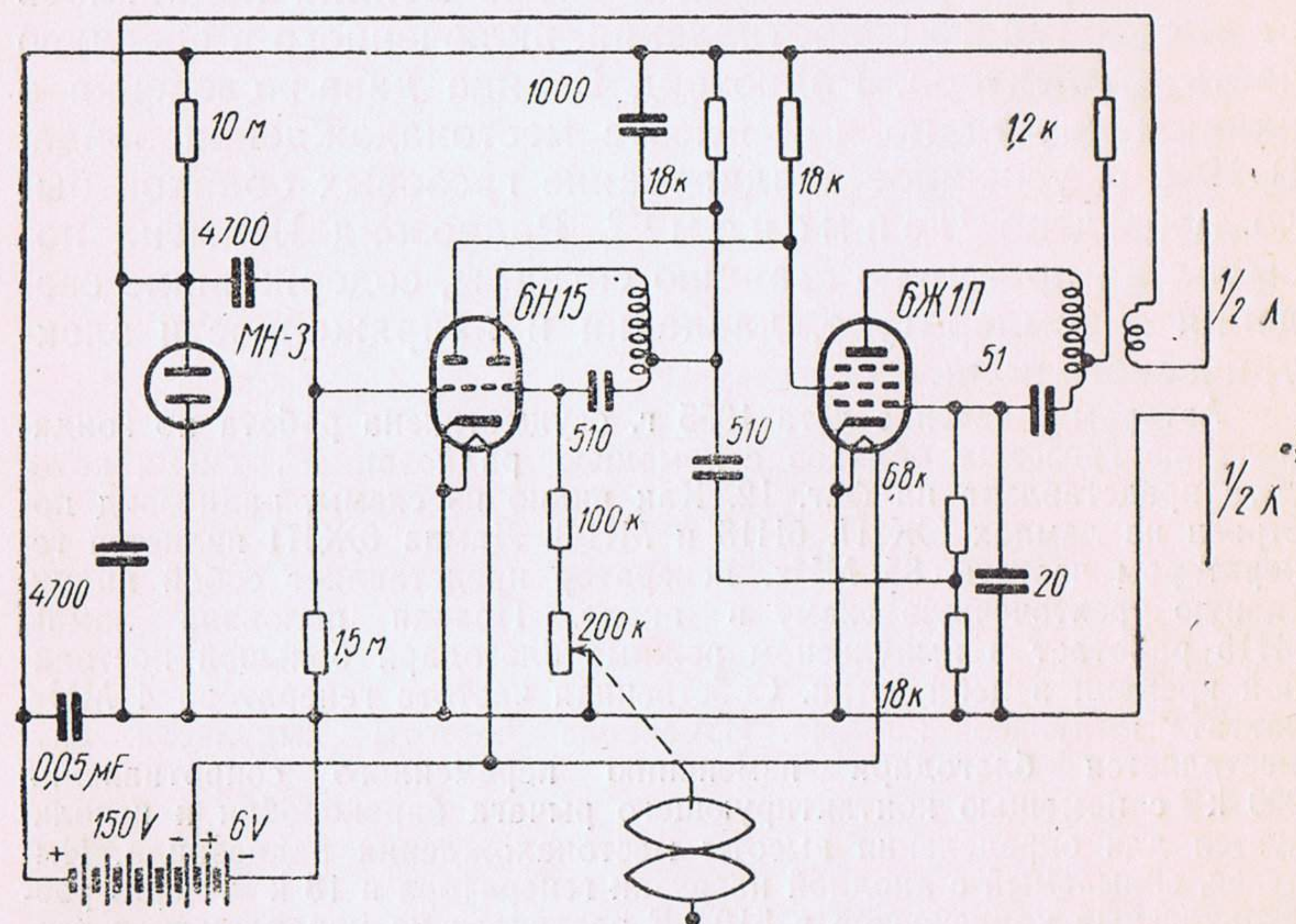
Автором в течение лета 1955 г. осуществлена работа по зондированию грозовых облаков с помощью радиозонда<sup>77</sup>, схема которого представлена на фиг. 12. Как видно из схемы, радиозонд построен на лампах 6Ж1П, 6Н15 и МН-3. Лампа 6Ж1П является генератором частоты 85 МГц. Генератор представляет собой индуктивную трехточечную схему в аноде. Правая половина лампы 6Н15 работает в импульсном режиме благодаря большой постоянной времени в цепи сетки. Собственная частота генератора 4 МГц, частота импульсов 20 кГц. Изменение частоты импульсов осуществляется благодаря изменению переменного сопротивления 200 к $\Omega$  с помощью контактирующего рычага барокоробки и используется для определения высоты местонахождения радиозонда. Импульс, снимаемый с анодной нагрузки генератора в 18 к $\Omega$ , через разделительный конденсатор в 510 пФ поступает на управляющую сетку генератора частоты 85 МГц и модулирует частоту генератора.

Неоновая лампа МН-3 является релаксационным генератором пилообразных колебаний с частотой 100 Гц. Частота релаксации неоновой лампы определяется постоянной времени конденсатора в 4700 пФ и сопротивлением 10 М $\Omega$ . Для уменьшения влияния импульсов частотой 20 кГц на частоту релаксации неоновой лампы использовалась левая половина двойного триода 6Н15. Напряжение релаксации через конденсатор в 4700 пФ поступает на управляющую сетку левого триода. Ток через сопротивление 18 к $\Omega$  питает анод левой половины лампы 6Н15 и экранную сетку генератора в 85 МГц. Изменение тока левой половины лампы 6Н15 модулирует напряжение на экранной сетке генератора 85 МГц с частотой 100 Гц. Таким образом, генератор частоты 85 МГц промодулирован двумя частотами: 20 кГц и 100 Гц. Частота релаксации неоновой лампы МН-3 зависит



от разности потенциалов на ее электродах, которая в свою очередь изменяется под влиянием напряжения, поступающего на электроды неоновой лампы с коллектора. Частота релаксации лампы возрастает, если ток с коллектора совпадает по знаку с током в цепи сопротивления  $10 \text{ M}\Omega$ , в противоположном случае она уменьшается. Изменение частоты в обе стороны происходит линейно.

В качестве коллектора использовалась ориентированная вертикально медная проволока длиной 2,6 м и диаметром 0,8 мм с заострениями на концах для облегчения коронного разряда. В среднюю часть коллектора включалось указанное выше сопротивление  $10 \text{ M}\Omega$ . Падение напряжения на этом сопротивлении зависит от электрического поля грозовых облаков и влияет на частоту релаксации неоновой лампы. Это и используется для измерения напряженности электрического поля. Для того чтобы иметь возможность измерить не только положительный, но и отрицательный потенциал, питающее



Фиг. 12. Схема радиозонда для измерения электрического поля грозовых облаков

неоновую лампу напряжение было взято равным 150 В (потенциал зажигания лампы равен приблизительно 100 В). Ток в коллекторе в наших измерениях не превышал  $4 \mu\text{A}$  (радиозонд был построен с расчетом на измерение полей грозовых облаков, примерная величина которых известна из работ Симпсона). Антенна, одновременно играющая роль коллектора, связана с контуром генератора индуктивно. Функции коллектора антенна выполняет благодаря конденсатору в  $4700 \text{ pF}$ , который имеет ничтожное сопротивление для высоких частот. В то время как радиозонд Белина хорошо фиксировал поле лишь одного знака, наш радиозонд хорошо работал в области полей обоих знаков

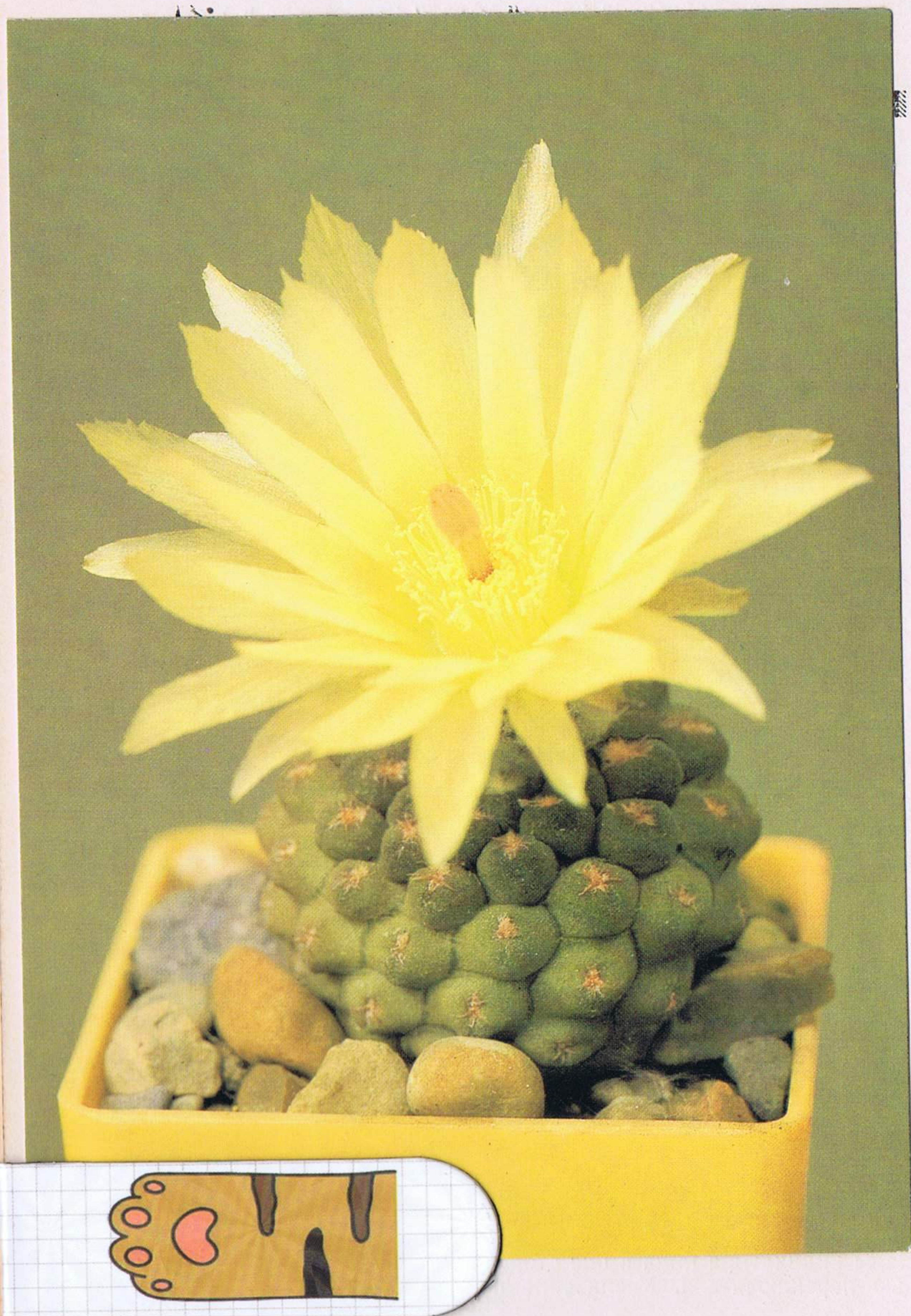
Регистрация сигналов радиозонда осуществлялась специальным ультракоротковолновым приемником (пятиламповым супергетеродином) с выходом на два частотомера (фиг. 13). Разделение модулированных сигналов радиозонда на два канала происходит в последнем каскаде приемника. Усилитель высокой частоты приемника собран на лампе 6Ж1П. Вход усилителя выполнен в виде контура с резонансной частотой 85 МГц. Согласование антенного фидера, имеющего волновое сопротивление  $75 \Omega$ , с выходным сопротивлением приемника обеспечивается точкой отвода от индуктивности входного контура и подключением фидера в эту точку. Анодная цепь усилителя высокой частоты содержит резонансный контур, откуда сигнал поступает на сетку смесителя. Гетеродин осуществлен на левой половине триода 6Н1П и представляет собой генератор, собранный по трехточечной схеме с емкостной обратной связью и заземленным по высокой частоте анодом. Подстройка частоты гетеродина в пределах  $\pm 3 \text{ MHz}$  производится переменным конденсатором в  $50 \text{ pF}$ .

В качестве смесителя используется правая половина лампы 6Н1П. На управляющую сетку этой лампы подается напряжение сигнала с выхода усилителя высокой частоты, и через конденсатор связи  $5 \text{ pF}$  — напряжение сигнала гетеродина. Напряжение промежуточной частоты выделяется резонансным контуром в анодной цепи смесителя. Усилитель промежуточной частоты собран на двух лампах 6Ж3П. В анодные цепи этих ламп включены резонансные контуры, несколько расстроенные по отношению к средней промежуточной частоте 30 МГц для получения П-образной характеристики всего приемника. Полоса пропускания приемника с учетом промежуточной частоты приблизительно равна 2 МГц.

Детектирование сигналов радиозонда производилось кристаллическим германиевым диодом типа ДГЦ-12. Нагрузкой диода служит сопротивление  $0,5 \text{ M}\Omega$ , а усилителем детектированных сигналов лампа 6Ж3П, нагруженная на сопротивление  $27 \text{ k}\Omega$ . Частоты модуляции 100 Hz и 20 kHz, снимаемые с анода усилителя детектированных сигналов, через разделительный конденсатор  $0,05 \mu\text{F}$  поступают на входы двух электронных частотомеров — индикаторов напряженности электрического поля грозовых облаков и высоты местонахождения зонда. На входе первой лампы 6Ж3П частотомера индикатора поля имеется фильтр RC для ослабления частоты 20 kHz. Первым каскадом этого частотомера является анодосеточный ограничитель амплитуды. Переходная цепь с первого ограничителя амплитуды на второй представляет собой фильтр RC. Второй каскад, построенный на лампе 6Ж4, также представляет ограничитель сеточного и анодного тока. Третий каскад частотомера идентичен второму. Все три каскада ограничителя необходимы для получения импульса постоянной формы и амплитуды, независимо от частоты приходящего сигнала.

Частотомер в принципе представляет собой двухполупериодный выпрямитель, с помощью которого измеряется ток через конденсатор в  $13000 \text{ pF}$ . Выпрямленное напряжение измеряемой частоты отмечается стрелочным гальванометром (индикатором поля) со шкалой на  $200 \mu\text{A}$ . Для установки индикатора поля на нуль на гальванометр через потенциометр в  $0,2 \text{ M}\Omega$  и сопротивление  $100 \text{ k}\Omega$  подается постоянное напряжение, обратное выпрямленному. Расширение шкалы индикатора поля в обе стороны от нуля осуществляется с помощью переключателя. Увеличение постоянной времени подвиж-





Фиг. 13. Схема приемника сигналов радиозонда

ной системы гальванометра достигается благодаря подключению параллельно микроамперметру конденсатора в  $500 \mu\text{F}$ , что полностью ликвидирует одиночные помехи.

Сигнал частотой  $20 \text{ kHz}$  с разделительного конденсатора в  $0,05 \mu\text{F}$  через ячейку  $RC$  с малой постоянной времени поступает на сетку первого ограничителя амплитуды частотомера индикатора высоты. Малая постоянная времени выбрана для подавления частоты  $100 \text{ Hz}$  и пропускания частоты  $20 \text{ kHz}$ . Каскад выполнен на правой половине лампы  $6\text{H}8$ . С анода первого ограничителя через конденсатор в  $500 \text{ pF}$  усиленный и ограниченный сигнал поступает на сетку левой половины лампы  $6\text{H}8$ , в цепь которой включено сопротивление  $100 \text{ k}\Omega$  для сеточного ограничения сигнала. С анода левой половины лампы  $6\text{H}8$  сигнал постоянной амплитуды и формы поступает на емкостный делитель из конденсатора постоянной емкости в  $500 \text{ pF}$  и конденсатора переменной емкости также примерно в  $500 \text{ pF}$ . Переменный конденсатор используется для установки нуля индикатора высоты. Выпрямленное германиевым диодом  $\text{ДГЦ-12}$  напряжение попадает затем на стрелочный гальванометр индикатора высоты со шкалой на  $200 \mu\text{A}$ , который для защиты от одиночных помех зашунтирован емкостью  $500 \mu\text{F}$ . Для растягивания шкалы частотомера на гальванометр подается постоянное напряжение, по знаку обратное выпрямленному. Индикатором наличия сигнала служит лампа  $6\text{E}5$ , включенная в анод первого ограничителя частотомера индикатора поля. Питаящий приемник выпрямитель имеет силовой трансформатор, кенотрон  $5\text{Ц}4$  и сглаживающие фильтры.

Градуировка радиозонда по полю производилась в искусственном поле, создаваемом с помощью электростатической машины между двумя листами железа размером  $80 \times 180 \text{ cm}^2$  каждый. Ниже приведены результаты такой градуировки при расстоянии между заостренными концами коллектора  $185 \text{ cm}$  и расстоянии между листа-

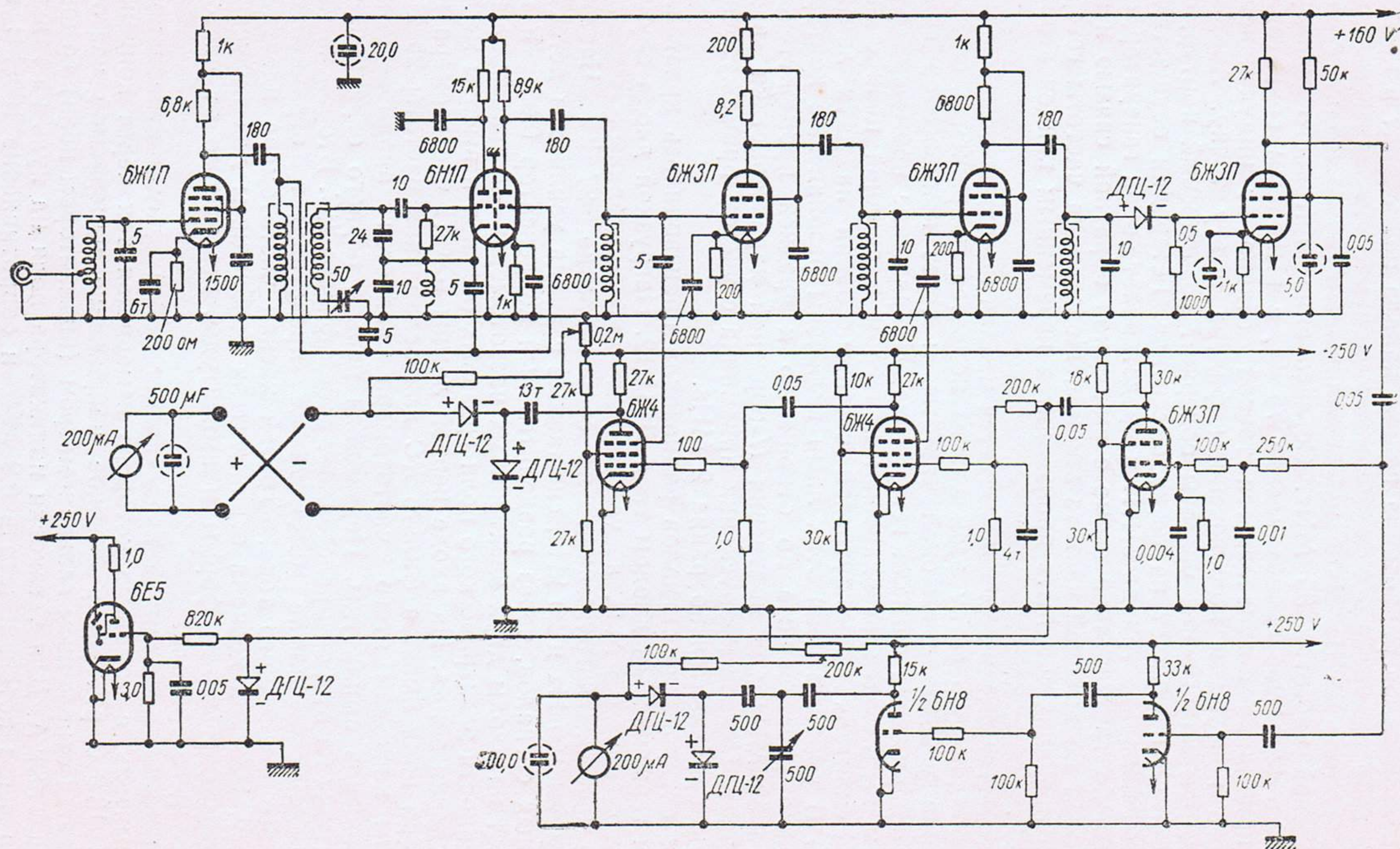
#### Результаты градуировки радиозонда

кV	$\mu\text{A}$
13	0,1
15	0,2
17	0,3
19	0,4
21	0,5
23	0,6
25	0,7

ми железа  $2 \text{ м}$ . В левом столбце указана разность потенциалов между листами железа в  $\text{kV}$ , в правом—ток зонда в микроамперах. Далее в процессе градуировки коллектор радиозонда подключался к наперед заданной разности потенциалов, одновременно фиксировались показания индикатора поля радиоприемника. Контроль за градуировкой осуществлялся по вычислению тока коронного разряда с заостренных концов антенны радиозонда<sup>7г</sup>.

Определение напряженности электрического поля с учетом высоты подъема зонда по току в коллекторе производилось по формулам, приведенным у Белина<sup>116</sup> и у Симпсона и Скрей-



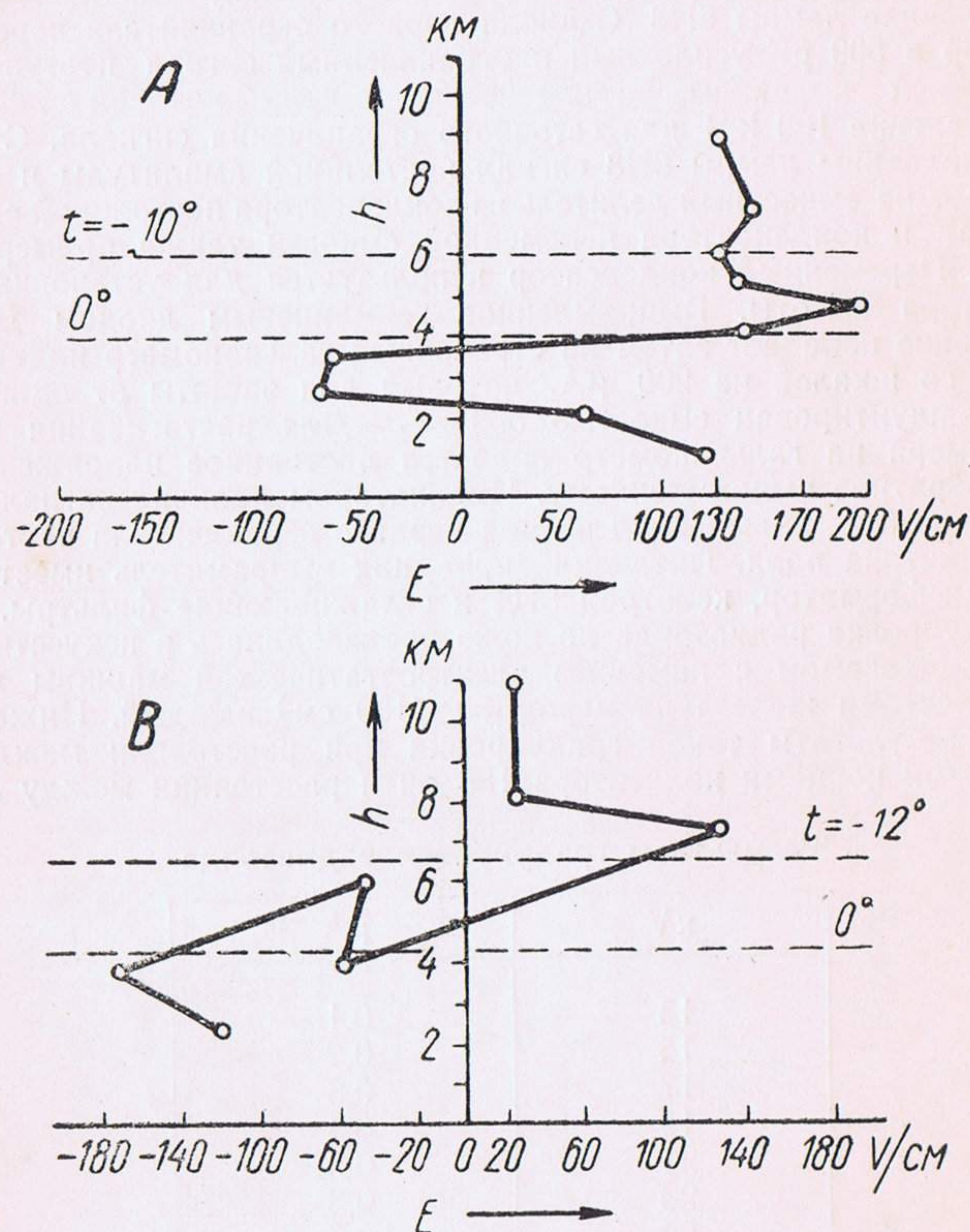


Фиг. 13. Схема приемника сигналов радиозонда



за<sup>153</sup>. Градуировка по давлению осуществлялась в обычной барокамере для радиозондов с одновременной фиксацией на радиоприемнике показаний индикатора высоты.

Лабораторными испытаниями установлено, что влияние температуры на показания зонда незначительны, так как в полете зонд находится в плотно закрытой коробке (средняя длительность полета, при которой обеспечивался надежный прием сигнала, составля-



Фиг. 14. А—результат зондирования фронтальной грозы над Минском 9.VII 1955 г. В момент выпуска (18 час. 13 мин. по местному времени) давление и температура у земли были: 742 мм Нг и 25°C. В—результат зондирования малоподвижной грозы над Минском 2.VIII 1955 г. В момент выпуска (17 час. 05 мин. по местному времени) давление и температура у земли были: 736 мм Нг и 26°C. Высота нижней кромки облаков была в обоих случаях около 2 км. На оси абсцисс отложена напряженность электрического поля, В/см, на оси ординат—высота зонда, км

ла 20—25 мин). Расчет величины напряженности поля по показаниям индикатора поля производился после введения поправки на определенную в результате предварительных лабораторных испытаний усадку батарей.

Верхняя часть коллектора с помощью пропарафиненного шнура длиной 5 м подвязывалась к оболочке радиозонда, к нижней части коллектора подвешивался небольшой грузик (0,2 кг) для придания ей вертикальной ориентации. Подъем зондов осуществлялся с помощью оболочек № 100 и 150 с подъемной силой в 2,7—2,9 кг. Вес каждого зонда с коллектором и добавочным грузиком на нижнем конце коллектора составлял 1,4 кг.

Результаты зондирования грозовых облаков приведены на фиг. 14. Данные о температуре воздуха на высотах, нанесенные на графиках, получены с помощью барометрической формулы. Для большей надежности эти данные сопоставлялись с результатами метеорологического радиозондирования атмосферы за ближайший срок. Из фиг. 14 видно, что область между изотермами 0° и —10°C является областью разделения в облаке зарядов противоположных знаков. Наибольшая зафиксированная напряженность электрического поля составляла 200 В/см.

В большинстве проведенных нами зондажей радиозонд входил в надвигающееся грозовое облако с края. Кроме того, для уменьшения влияния ошибок показания радиозонда подвергались осреднению. Все это объясняет причину совпадения наших результатов с результатами Симпсона<sup>154</sup> и его сотрудников по измерению напряженности электрического поля в грозовых облаках и некоторого расхождения с соответствующими результатами Ганна<sup>127</sup>.

Наш радиозонд чувствителен к помехам атмосферного и промышленного происхождения, имеющим слагающие в области ультракоротких радиоволн. Поэтому показания радиозонда репрезентативны лишь в промежутках между воздействиями помех.

Влияние заряжения сферической оболочки радиозонда на измерения поля можно оценить следующим образом. Так как поле грозовых облаков в среднем в 100 раз больше невозмущенного поля земной поверхности, то и поверхностная плотность заряда на предметах в таком поле будет примерно во столько же раз больше, т. е. будет равна  $\approx 3,5 \cdot 10^{-2}$  CGSE. Заряженная оболочка радиозонда радиусом  $r$  будет создавать на расстоянии  $R$  напряженность поля

$$E_0 = \frac{4\pi r^2 \sigma}{R^2}, \text{ где } \sigma \text{ —поверхностная плотность заряда на шаре. При}$$

нима для  $r$  и  $R$  значения 1,5 и 5 м, для  $E_0$  получим  $\approx 3,5 \cdot 10^{-2}$  CGSE, в то время как поле грозовых облаков  $E$  имеет величину порядка 1 CGSE. Таким образом  $E \gg E_0$ , и влиянием заряженной оболочки ра-





диозонда на измерения поля в нашем случае можно пренебречь. Значительно большее влияние на измерения поля может оказывать изменение ориентации антенны в полете под действием турбулентности и конвективных потоков. По наблюдениям подъема радиозондов до входа в облако мы оцениваем величину ошибок измерений из-за ориентации антенны в 30%. Осреднение результатов наблюдений позволяет уменьшить влияние этого источника ошибок.

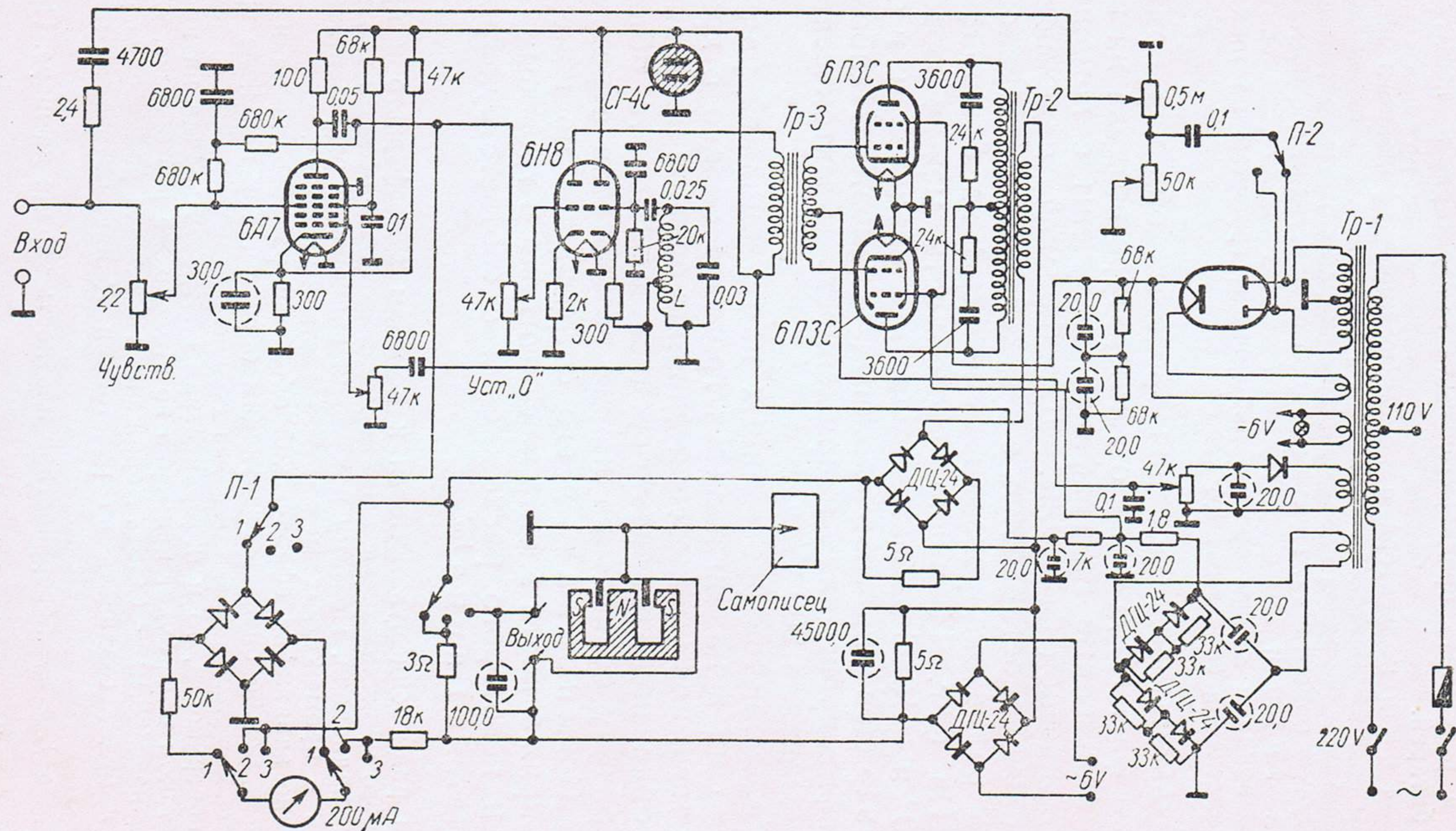
Большой интерес для исследования грозовых процессов и структуры грозового облака имеет регистрация числа и полярности атмосфериков. Для этих целей нами использовался прибор, состоящий из смесителя, генератора частоты 4 кГц, предварительного усилителя, усилителя мощности, выпрямителя несущей частоты 4 кГц, компенсирующего выпрямителя и магнитоэлектрического самописца<sup>74</sup> (фиг. 15). Ввиду кратковременности разрядов молнии самописец был взят с малой постоянной времени при амплитуде записи в 2,5 см. Это удалось обеспечить благодаря легкости и жесткости механической системы самописца. Для лучшего демпфирования подвижной системы самописца была использована катушка сопротивлением 4,5  $\Omega$ . Ввиду небольшого сопротивления самописца и необходимости иметь на его входе токи до 1А, для регистрации разрядов была избрана схема усилителя постоянного тока с несущей частотой.

Поступающий из антенны на входные клеммы прибора сигнал через потенциометр в 2,2 М $\Omega$  попадает на третью сетку смесителя 6А7. На первую сетку лампы 6А7 поступает напряжение несущей частоты 4 кГц, амплитуда которой устанавливается с помощью потенциометра в 47 к $\Omega$ . На анодном сопротивлении лампы 6А7 в 100 к $\Omega$  выделяется напряжение несущей частоты, которое через конденсатор в 0,05  $\mu$ F поступает на управляющую сетку предварительного усилителя левой половины лампы 6Н8. Величина этого напряжения модулируется входным сигналом, поступающим на третью сетку смесителя. Цепочка из двух сопротивлений по 680 к $\Omega$  и конденсатора на 6800 рF является негативной обратной связью для компенсации фона переменного тока, попадающего на вход усилителя из антенны. Кроме того, эта же цепь используется для затягивания заднего фронта кратковременных импульсов, поступающих на вход прибора благодаря быстрому заряду конденсатора в 0,05  $\mu$ F и медленному его разряду на два сопротивления по 680 к $\Omega$ .

Для компенсации фона переменного тока, поступающего из антенны, используется напряжение частотой 50 Hz, снимаемое с обмоток силового трансформатора Тр-1. Так как фаза и амплитуда поступающего в антенну фона переменного тока заранее неизвестны, то при начале работы с помощью переключателя производится переброска фазы на 180° и потенциометрами в 50 к $\Omega$  и 0,5 М $\Omega$  осуществляется точная установка фазы и амплитуды вплоть до ее максимальной компенсации. Компенсирующее напряжение поступает на вход усилителя через конденсатор в 4700 рF и сопротивление в 2,4 М $\Omega$ .

Экранное напряжение на смеситель подается через сопротивление 68 к $\Omega$ , при этом переменное напряжение блокируется конденсатором в 0,1  $\mu$ F. Напряжение смещения на катодном сопротивлении 300  $\Omega$  несколько повышено благодаря сопротивлению 47 к $\Omega$ , подключенному к напряжению +150 В. Это сделано для лучшей работы смесителя в области положительных импульсов. Несущая частота попадает на управляющую сетку левой половины лампы 6Н8 через потенциометр установки нуля в 47 к $\Omega$ . Нагрузкой лампы 6Н8 служит первичная обмотка Тр-3. Правая половина лампы 6Н8 является





Фиг. 15. Схема прибора для регистрации числа и полярности грозových разрядов



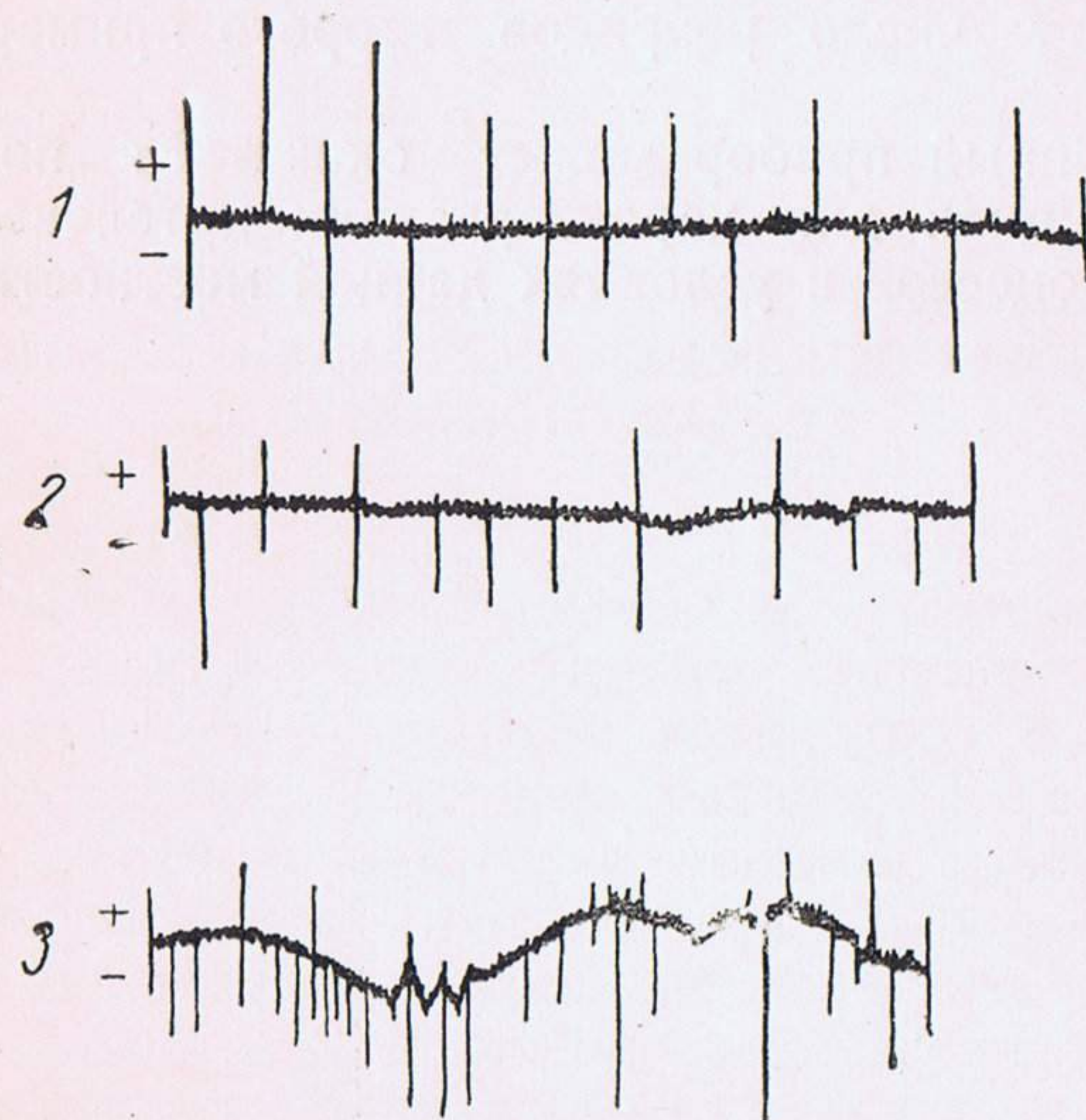
генератором частоты 4 кГц. Этот генератор собран по схеме «индуктивная трехточка с заземленным анодом». Сопротивление  $300\Omega$  в цепи катода лампы 6Н8 служит для улучшения формы кривой частоты 4 кГц. Конденсатор в 6800 пФ, включенный между сеткой генератора и землей, также служит для улучшения формы кривой генерируемого напряжения. Напряжение переменной частоты снимается с отвода контура генератора через конденсатор в 6800 пФ. В качестве усилителя мощности работают две лампы 6П3.

Для получения максимальной мощности усилитель мощности собран по двухтактной схеме класса В. Рабочая точка ламп сдвинута в область нижнего участка характеристики путем подачи напряжения —50 В на среднюю точку трансформатора Тр-3. Напряжение —50 В получается с однополупериодного выпрямителя на германиевом диоде ДГЦ-24 и устанавливается потенциометром в  $47\text{ к}\Omega$ . Нагрузкой ламп усилителя служит трансформатор Тр-2. Постоянное напряжение 400 В подается на среднюю точку анодной обмотки трансформатора с двухполупериодного выпрямителя на лампе 5Ц4С. Экранное напряжение ламп усилителя мощности 250 В подается с выпрямителя, построенного на ДГЦ-24 по схеме удвоения. Выходное напряжение несущей частоты снимается со вторичной обмотки Тр-2 и поступает на выпрямительный мостик Грца из 8 диодов ДГЦ-24. Для повышения стабильности работы прибора питание двух первых ламп осуществляется от стабилизатора СГ4С, который поддерживает напряжение на уровне 150 В. Ввиду того, что на выходе выпрямителя усилителя мощности всегда имеется начальное напряжение, для его компенсации в схему введен еще один выпрямитель, питаемый от цепи накала в 6 В. Одноименные полюсы указанного выпрямителя соединяются друг с другом через нагрузку (самописец). Чтобы не допустить пульсаций с частотой 100 Гц с компенсирующего выпрямителя на самописец, выпрямитель заблокирован емкостью в 4500 пФ. Для увеличения выпрямляющего действия по току оба выпрямителя зашунтированы сопротивлением  $5\Omega$ , мощностью 10 Вт.

Ввиду того, что ДГЦ-24 дают ток в 300 мкА, в каждое плечо моста ставится по два диода параллельно. Переключатель рода работы П-1 имеет три положения. Первое из них служит для балансировки фона, попадающего в антенну. Напряжение фона снимается с анодной нагрузки лампы 6А7, выпрямляется селеновым мостиком и через сопротивление  $50\text{ к}\Omega$  попадает на гальванометр в 200 мкА. Второе положение переключателя П-1 служит для установки нуля усилителя. При этом самописец выключается и вместо него включается эквивалентное сопротивление  $3\Omega$ . Третье положение переключателя рабочее. При этом выключается эквивалентное сопротивление и включается самописец.

При изготовлении самописца был использован корпус и часовой механизм термографа с суточным заводом. Для получения полуторачасовой записи (средняя длительность прохождения грозы) переставлены шестерни в часовом механизме барабана. Рычаг самописца приводится в действие магнитоэлектрической системой из постоянного магнита и катушки, перемещающейся в поле постоянного магнита. Запись производится на ленте колесиком через копировальную бумагу. Напряжения на входе, на которые рассчитан прибор, равны 0,1—3 В. При горизонтальной антенне длиной 10 м и высотой 15 м примерная дальность действия прибора составляет около 12 км. На фиг. 16 приведены образцы записей.

С помощью описанного прибора летом 1956 г. мы осуществили регистрацию числа и полярности атмосферных разрядов для 20 гроз. Выяснилось, что среднее арифметическое число разрядов в минуту для Минска равно 1,6 при крайних значениях 0,3 и 5. Общее количество разрядов на грозу менялось в довольно широких пределах (от 12 до 289), среднее же арифметическое число разрядов составило 115. Из общего количества



Фиг. 16. Примеры регистрации полярности грозных разрядов: 1 и 2—запись отдаленной грозы без дождя; 3—запись грозы с дождем

зарегистрированных атмосферных разрядов 28% имели положительный знак и 26% отрицательный. Это обстоятельство указывает на то, что в грозовом облаке наряду с основными разрядами на землю и по горизонту происходит множество разрядов различного направления внутри облака. Если рассмотреть все эти разряды в совокупности, то количества разрядов положительной и отрицательной полярностей должны быть примерно равны. Однако грозы, в которых число отрицательных разрядов преобладало над числом положительных, встречались чаще. Следует иметь в виду, что здесь речь идет не о полярности грозового облака, а о фазовых соотношениях в принимаемом электромаг-



нитном возмущении: положительными мы считаем те атмосферники, при которых приемная антенна заряжается положительно относительно земли, для отрицательных имеет место обратное. Проводившиеся одновременно наблюдения числа разрядов молнии в направлении к земле по отношению к общему числу горизонтальных и внутриоблачных молний привели нас к выводу, что в условиях Минска число разрядов первого типа превышает число разрядов второго примерно в два раза.

Описанный прибор может оказаться полезным на метеостанциях для характеристики интенсивности грозовых процессов в условиях данной местности.

### Глава III

#### МОДЕЛИРОВАНИЕ ИСКРОВОГО РАЗРЯДА МЕЖДУ ОБЛАСТЯМИ СОСРЕДОТОЧЕНИЯ ОБЪЕМНОГО ЗАРЯДА

Со времен Бранли<sup>63</sup> известно, что металлические порошки обладают способностью мгновенно менять свое сопротивление электрическому току, если поблизости происходит искровой разряд. Глаголева-Аркадьева<sup>56</sup> использовала частицы взвешенного в масле металлического порошка для возбуждения электрических колебаний, близких по частоте к излучению молекул. Мекки<sup>139</sup> установил, что в предразрядном электрическом поле порядка 8—13 kV/см капли воды радиусом 0,085—0,26 см становились нестабильными и из них в направлении поля вытягивались тонкие водяные нити. При этом одновременно возникал эффект свечения капель в направлении полюсов их поляризации. После прохождения искры через каплю последняя принимала различные нестабильные формы. Инглишем<sup>140</sup> было изучено коронирование на каплях и определено отношение напряженности поля к давлению в газоразрядном промежутке, наполненном каплями.

К сожалению, указанными фактами пока и ограничиваются наши сведения об отношении коллоидной среды к искровому разряду. Между тем исследование этой области явлений имеет большое значение. Среди подобных явлений особенно важным является развитие разряда молнии в облаках. Разряд молнии в облаках происходит между областями сосредоточения объемного заряда на аэрозолях. Условия развития такого раз-



ряда отличаются от условий разряда между металлическими электродами.

Для выяснения некоторых его особенностей мы попытались осуществить разряд приблизительно такого типа на модели в лабораторных условиях. Исходя из результатов работы Снодди и Бемса<sup>42</sup>, мы вводили электроды спирали Румкорфа с омическим сопротивлением вторичной обмотки 20 к $\Omega$  и разностью потенциалов на ее концах 18 кВ в пламя двух спиртовок (области сосредоточения объемного заряда). При питании спирали постоянным током картина разряда между пламенем горелок имела вид, представленный на фиг. 17\*, 1. Плавные утолщенные стримеры с яркой головкой исходили от края положительного пламени и, описав дугообразную траекторию, в отсутствие перенапряжений кончались в воздухе, не доходя до края отрицательного пламени, при перенапряжениях же замыкали разрядный промежуток. Когда спираль работала на переменном токе, наблюдалась картина разряда, изображенная на фиг. 17\*, 2. При этом стримеры поочередно исходили то от одного, то от другого электрода. Сравнение длительности разрядных импульсов показало, что при металлических электродах в наших условиях опыта импульс длился 40  $\mu$ сек, при пламенных 60  $\mu$ сек. Увеличение длительности разрядных импульсов при пламенных электродах, на наш взгляд, объясняется главным образом увеличением сопротивления канала благодаря вытягиванию траектории разряда в дугу<sup>71</sup>.

Частота колебаний электромагнитного излучения, исходящего от работающей спирали Румкорфа, определялась нами на расстоянии нескольких метров от электродов с помощью антенны и осциллографа. При переходе от металлических электродов к пламенным она практически не менялась, так как в основном определялась параметрами колебательного контура, а не свойствами электродов. Далее мы моделировали участок грозового облака, используя фотобумагу с осевшими на ней после распыления пульверизатором капельками воды. По поверхности этой бумаги осуществлялся искровой разряд. Обработка результатов опыта показала, что проходившие по бумаге стримеры искрового разряда иногда останавливались и образовывали в конце пути сферические области засвечивания. Разряд часто был прерывистого характера (фиг. 17\*, 3). Отдельные небольшие области засвечивания фотобумаги, наблюдавшиеся рядом с каналом разряда, по-видимому, возникали благодаря действию находившихся поблизости капелек воды, фокусируя излучение канала. Искровой разряд между скоплениями угольной пыли на фотобумаге представлял в условиях лаборатории модель разряда молнии между облаками. При этом отмечался прерывистый характер разряда при его прохождении между отдельными крупинками угольной пыли и плавный его ход по свободной от пыли поверхности бумаги (фиг. 17\*, 4).

Рассматривая коллоидную частицу как проводящую каплю во внешнем электрическом поле  $E$ , с учетом поляризации капли у полюсов поляризации мы должны иметь поле  $3E$ . Пробой системы аэрозоль, состоящих из множества таких капель, должен распространяться в направлении полюсов их поляризации. В связи с этим необходимо было выяснить, как взаимодействует искра с встречающимися на ее пути каплями. Можно было ожидать, что искра будет обходить капли, поскольку искровой разряд есть разряд в газе. С другой стороны, искра может взаимодействовать с каплей, как с

проводником. Тогда капля будет образовывать разрывы в траектории искры. В наших условиях опыта искра проходила по каплям радиусом около 3 мм, выходящим из капельницы и падавшим вниз на поверхность водного зеркала. При этом подтвердилось второе предположение (фиг. 17\*, 5).

Из описанных качественных опытов можно сделать вывод, что развивающийся в облаках разряд молнии при переходе от одной области сосредоточения заряда к другой должен иметь, по крайней мере в начальной стадии, прерывистый характер, подобно искровому разряду между скоплениями угольной пыли или капель на фотобумаге. Сильно заряженные капли облака, коронируя, могут прокладывать путь разряду, как это делают крупинки угольной пыли или капли на приводимых фотографиях. Выход стримера из области сосредоточения объемного заряда в облаках может иметь черты сходства с картиной, представленной на фиг. 17\* 1, поскольку пламя в электрическом поле представляет собой область сосредоточения объемного заряда.



#### Глава IV

### ТЕРМОДИНАМИКА БИПОЛЯРНОГО ОБЛАКА

При термодинамическом описании происходящих в облаках процессов в соответствующих уравнениях до сих пор совершенно не учитывались члены, характеризующие электрическое состояние системы. Нижеследующее изложение посвящено рассмотрению некоторых соотношений, которые получаются при термодинамическом подходе к процессам в облаках с учетом их электрического состояния.

В грозowych облаках мы имеем дело с заряженными каплями. Давление пара над поверхностью заряженной капли определяется известной формулой Томсона

$$P = \frac{2\alpha}{r} - \frac{q^2}{8\pi r^4}, \quad (48)$$

где  $q$ —заряд капли;

$r$ —ее радиус;

$\alpha$ —коэффициент поверхностного натяжения.

Пользуясь этим уравнением, для максимального давления пара над каплей в зависимости от ее радиуса будем иметь:

$$\frac{dP}{dr} = \frac{q^2}{2\pi r^5} - \frac{2\alpha}{r^2} = 0, \quad (49)$$

откуда

$$\frac{4\pi r_m^2 \alpha}{q} = \frac{q}{r_m} = \varphi_m. \quad (50)$$

Из уравнения (50) видно, что потенциал у поверхности заряженной капли при условии максимального

давления над нею насыщенного пара равен энергии поверхностного слоя капли, рассчитанной на единицу заряда.

Конденсация водяных паров в грозowych облаках будет происходить тем легче, чем больше понижается давление насыщенного пара над каждой каплей благодаря влиянию заряда. Поэтому масса конденсирующейся влаги в грозowych облаках будет больше, чем в

незаряженной капельной среде, в  $\frac{\frac{2\alpha}{r}}{\frac{2\alpha}{r} - \frac{q^2}{8\pi r^4}}$  раз, что

можно представить также в виде  $\frac{1}{1 - \frac{q^2}{16\pi r^3 \alpha}}$ .

При разделении зарядов в грозовом облаке запас энергии облака расходуется на изменение внутренней энергии поднимающейся массы газа, на работу ее расширения и на работу переноса зарядов в электрическом поле облака. Это происходит за счет теплоты конденсации и за счет энергии, которая привносится в облако вертикальными токами воздуха, поднимающимися с земной поверхности. Пренебрегая поглощением энергии каплями, указанные соображения можно представить в виде следующего уравнения:

$$\frac{M\lambda}{1 - \frac{q^2}{16\pi r^3 \alpha}} + Q' = u + pv + nq\varphi, \quad (51)$$

где  $M$ —количество сконденсировавшегося водяного пара в облаке с незаряженными частицами;

$\lambda$ —теплота конденсации;

$Q'$ —энергия, привнесенная в грозовое облако извне;

$u$ —изменение внутренней энергии газа;

$pv$ —совершаемая газом работа;

$nq\varphi$ —работа переноса  $n$  зарядов величиной  $q$  каждый между точками с разностью потенциалов  $\varphi$ .

Разность потенциалов  $\varphi$  между положительным и отрицательным зарядом в грозовом облаке можно найти из уравнения (51), взяв производную по заряду  $q$ . Учитывая при этом, что  $nq \cdot \frac{d\varphi}{dq} = \varphi$ , получим



$$\varphi = \frac{M\lambda}{(n+1)} \cdot \frac{q}{\left(1 - \frac{q^2}{16\pi r^3 \alpha}\right)^2} \quad (52)$$

Подставляя в уравнение (52) значение  $r_m$  из формулы (50), получим разность потенциалов в грозном облаке, соответствующую наиболее эффективной конденсации. Уравнение (52) позволяет определить электрическую разность потенциалов между скоплениями противоположных зарядов в облаке за счет разделения зарядов на мелких каплях. Качественно выводы из уравнения (52) могут быть распространены и на случай кристаллизации. При этом следует отметить, что, вообще говоря, перенапряжение действует на кристаллизацию в среде в том же направлении, что и перенасыщение: с увеличением перенапряжения возрастает скорость образования кристаллических зародышей. Поэтому при прочих равных условиях грозные облака должны давать и более интенсивные осадки, чем облака со слабым развитием электрических процессов.

Как известно, термодинамическое рассмотрение работы гальванического элемента приводит к следующей формуле для электродвижущей силы:

$$\varepsilon = q + T \cdot \frac{d\varepsilon}{dT} \quad (53)$$

где  $\varepsilon$  — электродвижущая сила;

$q$  — количество тепла, расходуемого на перенос единицы заряда;

$T$  — температура.

Применим эту формулу к грозному облаку, рассматривая замкнутую совокупность процессов в нем в пределе как обратимую машину Карно, работающую между температурой  $T_1$  нижнего более теплого слоя облака и температурой  $T_2$  верхнего более холодного слоя. Уравнение (53) можно представить в виде

$$\frac{dT}{T} = \frac{d\varepsilon}{\varepsilon - q} \quad (54)$$

Интегрируя уравнение (54) от  $T_1$  до  $T_2$  и от  $\varepsilon=0$  до  $\varepsilon$  при  $q$  постоянном, получим

$$\frac{T_1 - T_2}{T_1} = \frac{\varepsilon}{q}.$$

Принимая во внимание, что  $\varepsilon = El$ , где  $E$  — напряженность электрического поля, а  $l$  — длина пути переноса заряда в процессе совершения замкнутого цикла, будем иметь:

$$E = \frac{q}{l} \left( \frac{T_1 - T_2}{T_1} \right). \quad (55)$$

При переходе количества тепла  $Q$  от слоя с температурой  $T_1$  (нагреватель) к слою с температурой  $T_2$  (холодильник) энтропия изменится на величину

$$S_2 - S_1 = \left( \frac{T_1 - T_2}{T_1 T_2} \right) Q, \quad (56)$$

откуда

$$\frac{T_1 - T_2}{T_1} = \frac{S_2 - S_1}{S_2}. \quad (57)$$

Подставляя выражение (57) в уравнение (55), окончательно получим

$$E = \frac{q}{l} \left( 1 - \frac{S_1}{S_2} \right). \quad (58)$$

Напряженность электрического поля в грозном облаке будет, согласно уравнению (58), увеличиваться с увеличением перепада энтропии между соответствующими слоями облака. Определяя из опыта  $S_1$  и  $S_2$  и вычисляя по формуле (58) величину  $E$ , мы можем использовать это уравнение в прогнозах развития электрического состояния облаков.



## Глава V

### ЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ ЭНЕРГИЯ БИПОЛЯРНОГО ОБЛАКА

Обычно подсчет электрической энергии грозового облака производится по формуле для электрической энергии заряженного проводника

$$W = \frac{QV}{2},$$

где  $Q$ —заряд проводника, а  $V$ —его потенциал. Однако грозовое облако не является проводящей средой и представляет собой не уединенный полюс, а диполь. Поэтому приведенная формула при ее применении к грозовому облаку нуждается в уточнении.

Для подсчета электрической энергии грозового облака определим сначала электрическую энергию шара радиусом  $R$ , образованного сосредоточением в воздухе заряженных облачных частиц, распределенных по объему с плотностью  $\rho$ . Пусть на внешней границе шара радиусом  $r$  к нему непосредственно примыкает шаровой слой  $4\pi r^2 dr$  с плотностью заряда  $\rho$ . Обозначим заряд облака и заряд шарового слоя соответственно через  $q$  и  $dq$ . Элементарная работа образования заряженного шарового слоя толщиной  $dr$  будет равна

$$dA_1 = \frac{q dq}{r} = \frac{16}{3} \pi^2 \rho^2 r^4 dr. \quad (59)$$

Полная работа определится суммированием

$$A_1 = \int_0^R dA_1 = \frac{16\pi^2 \rho^2}{3} \int_0^R r^4 dr = \frac{16\pi^2 \rho^2 R^5}{15} = \frac{3}{5} \frac{Q^2}{R}. \quad (60)$$

Так как грозовое облако представляет собой диполь, то для вычисления полной энергии грозового облака мы должны учесть как работу образования положительного и отрицательного полюсов облака, так и работу их смещения, т. е. образования облачного диполя. Работа образования облачного диполя может быть расчленена на работу  $A_2$  смещения центров положительного и отрицательного зарядов облака на расстояние от 0 до  $2R$  и на работу  $A_3$  дальнейшего их смещения от  $2R$  до  $l$ . Нетрудно видеть, что  $A_2$  будет равна  $\frac{Q^2}{2R}$ . Величина  $A_3$  определится из уравнения

$$A_3 = \int_{2R}^l \frac{Q^2 dl}{l^2} = \frac{Q^2}{2R} - \frac{Q^2}{l}. \quad (61)$$

Полная электрическая энергия грозового облака будет равна

$$A_1 + A_2 + A_3 = \frac{8}{5} \cdot \frac{Q^2}{R} - \frac{Q^2}{l}. \quad (62)$$

В согласии с подсчетами различных авторов и с подсчетами по указанному нами способу при  $Q=20$  С,  $R=2$  км и  $l=3$  км для средней электрической энергии грозового облака можно приближенно принять величину  $10^{16}$  эрг. Учитывая, что на земле, согласно Бруксу<sup>91а</sup>, наблюдается в среднем около 100 разрядов в секунду, для средней мощности грозообразования в масштабе всей земли будем иметь  $\approx 10^{18}$  эрг/сек. Следует отметить, что энергия конденсации, выделяющаяся в грозовом облаке средних размеров с площадью основания около  $30$  км<sup>2</sup> при дожде средней интенсивности составляет около  $10^{21}$  эрг, т. е. значительно больше, чем электрическая энергия грозового облака<sup>111</sup>.

Зная величину электрической энергии грозового облака, можно приближенно оценить скорость вертикальных течений, обуславливающих разделение зарядов и образование грозы. В самом деле, можно считать, что кинетическая энергия зарядов, поднимаемых в верхние горизонты облака вертикальным воздушным потоком, переходит в потенциальную энергию облачного диполя. Тогда

$$A = \frac{m \rho \omega v^2}{2}, \quad (63)$$



где  $A$  — электрическая энергия грозового облака;  
 $\rho$  — число заряженных облачных частиц в единице объема;

$m$  — масса каждой заряженной облачной частицы;

$\omega$  — объем;

$v$  — скорость вертикального воздушного потока.

Откуда

$$v = \sqrt{\frac{2A}{m\rho\omega}}. \quad (64)$$

При постоянном  $A$  величина  $v$  будет определяться произведением  $m\rho\omega$ . Формула (64) позволяет также дать приближенную оценку возможности грозового процесса по известным значениям  $m$ ,  $\rho$ ,  $\omega$  и  $v$ , так как грозовой процесс возможен при  $A \leq \frac{m\rho\omega v^2}{2}$ .

---

## Глава VI

### АТМОСФЕРИКИ

Атмосферами называется импульсивное электромагнитное излучение, исходящее главным образом от грозовых облаков и возникающее в основном в результате разрядов молний. Атмосферики могут образовываться также и на отдельных стадиях искрового разряда (корона, стримеры). Действуя на радиоприемные устройства, они вызывают помехи радиоприему. Кроме грозовых облаков, сильные атмосферики обуславливаются также видимыми метеорами и электризацией антенн сухим снегом и пылью. На волнах короче 10 м, а также при сильных магнитных бурях, когда ионосфера перестает отражать радиоволны, причиной атмосфериков могут быть только местные грозы и радиоизлучение Солнца и Галактики<sup>33</sup>.

Первые регистрации атмосфериков были осуществлены изобретателем радио Поповым<sup>63</sup>. Систематические наблюдения атмосфериков с помощью грозоотметчика Попова проводились в Обсерватории Петербургского лесного института, начиная с 1895 г. В СССР первые систематические регистрации атмосфериков начали осуществляться в 1928 г. в Слуцке Тверским<sup>91а</sup> совместно с Архангельским и Леушиным. В настоящее время атмосферики регистрируются с помощью специальных радиотехнических устройств (катодных и узкосекторных пеленгаторов) на обширной сети станций.

Импульсивный характер атмосфериков обуславливает распределение их энергии по очень широкому диапазону частот электромагнитного спектра, основная



же энергия атмосфериков падает на частоты 0,2—2 кГц. При этом по мере перехода от низких частот указанного диапазона к высоким имеет место общее уменьшение энергии атмосфериков, и на частоту 20 кГц приходится интенсивность атмосфериков в  $10^4$  раз меньшая, чем на частоту 0,2 кГц. Ступенчатый лидер молнии является также причиной испускания интенсивных атмосфериков в диапазоне частот от 100 кГц до нескольких мегагерц.

По форме различают два типа атмосфериков. Первый является кратковременным и нерегулярным, причем нерегулярность обусловлена наложением импульсов, отраженных от ионосферы. Второй тип атмосфериков колебательный<sup>119</sup>. Примерно 15% атмосфериков состоит из высокочастотного предшественника вблизи частоты 6 кГц и из последовательности квазиполуволн с возрастающей по мере их распространения длиной («медленный хвост»). Эти области частот разделяются глубоким минимумом вблизи частоты 2 кГц. «Медленный хвост» начинается раньше высокочастотной части в непосредственной близости к месту разряда молнии, но при удалении от места разряда на расстояние более 1000 км он обгоняется высокочастотным предшественником. По мере дальнейшего распространения расстояние во времени между высокочастотным предшественником и «медленным хвостом» возрастает.

Средняя продолжительность атмосфериков составляет около 0,5 сек, т. е. приблизительно совпадает с полным временем развития многократного разряда молнии<sup>91а</sup>. Средняя максимальная напряженность атмосферных радиопомех от близких гроз, согласно Крылову<sup>47</sup>, может быть принята равной 0,2 В/м. Однако для гроз далеких, например для гроз тропических, регистрируемых в Северной Европе, средняя напряженность атмосфериков уменьшается до  $3 \cdot 10^{-3}$  В/м. Опыт показывает, что в большинстве случаев радиопомехи от местных гроз в 5—7 раз больше по интенсивности, чем от гроз далеких, находящихся более чем за 1000 км от места наблюдения. В течение суток интенсивность атмосфериков может измениться примерно в 4 раза.

Так как разряд молнии осуществляется в особых условиях (протекает между областями сосредоточения объемного заряда), следует оценить, может ли быть разряд молнии в целом колебательным. Допустим, что

положительный заряд облака сосредоточен в сфере радиуса  $a$ , отрицательный в сфере радиуса  $b$  и расстояние между центрами сфер равно  $d$ . Тогда потенциал в центре сферы  $a$  будет равен

$$\varphi_a = \frac{e}{a} - \frac{e}{d}, \quad (65)$$

где  $e$  — заряд сферы.

Подобным же образом определяется и потенциал в центре сферы  $b$ :

$$\varphi_b = -\frac{e}{b} + \frac{e}{d}. \quad (66)$$

Тогда для разности потенциалов между центрами сфер будем иметь:

$$\varphi_a - \varphi_b = e \left( \frac{1}{a} + \frac{1}{b} - \frac{2}{d} \right). \quad (67)$$

Используя уравнение (67), получим выражение для емкости системы зарядов:

$$C = \frac{e}{\varphi_a - \varphi_b} = \frac{1}{\frac{1}{a} + \frac{1}{b} - \frac{2}{d}}. \quad (68)$$

Полагая, что канал разряда молнии прямолинеен, определим коэффициент самоиндукции канала. Так как напряженность магнитного поля, создаваемого прямолинейным проводником с током  $I$  на расстоянии  $r$  от него равна  $\frac{2I}{r}$ , магнитный поток от прямолинейного разряда молнии по каналу длиной  $l$  определится из следующего равенства:

$$\Phi = \int_{r_1}^{r_2} l \left( \frac{2I}{r} \right) dr = 2Il \ln \frac{r_2}{r_1}, \quad (69)$$

где  $r_2$  — радиус внешней границы индуктивной зоны;  
 $r_1$  — радиус канала разряда.

Из выражения (69) для коэффициента самоиндукции будем иметь:

$$L = 2l \ln \frac{r_2}{r_1}. \quad (70)$$

Используя далее томсоновский критерий апериодич-



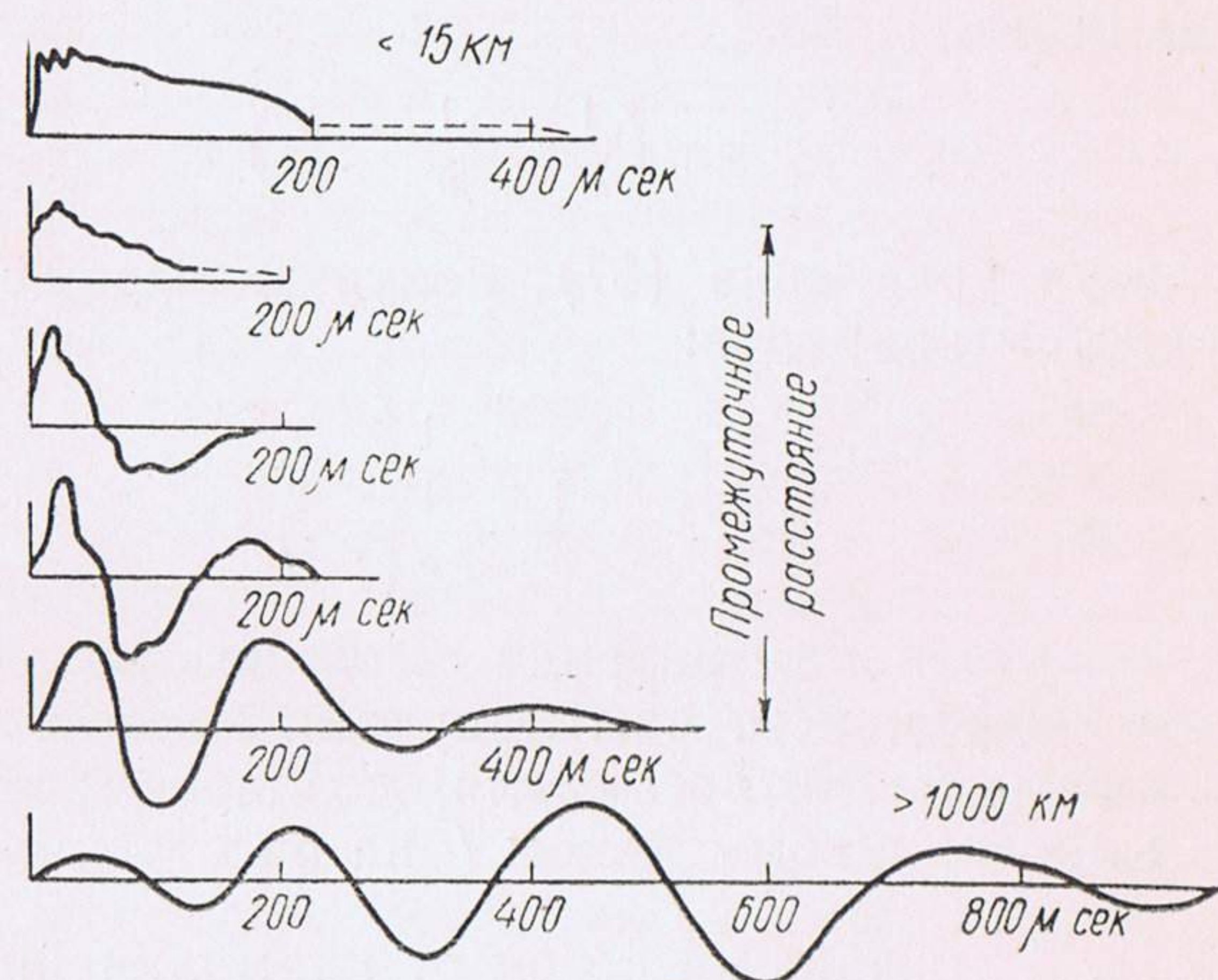
ности разряда, согласно которому  $\frac{R^2}{4L^2} - \frac{1}{LC} > 0$ , в применении к нашему случаю находим

$$\frac{R^2}{4L^2} - \frac{1}{LC} = \frac{u}{2l \ln \frac{r_2}{r_1}} \left[ \frac{uR^2}{8l \ln \frac{r_2}{r_1}} - \left( \frac{1}{a} + \frac{1}{b} - \frac{2}{d} \right) \right], \quad (71)$$

где  $u$  — скорость света;

$R$  — сопротивление канала молнии в единицах CGSE.

Принимая во внимание, что удельная электропроводность воздуха вблизи земной поверхности при нор-



Фиг. 18. Изменение формы атмосфериков с удалением от источника

мальных условиях  $\lambda \approx 10^{-4}$  CGSE, для плазмы канала линейной молнии (сопротивление канала много меньше сопротивления окружающего воздуха) получим разность в скобках в выражении (71) положительной. Отсюда следует вывод, что в целом разряд молнии является разрядом аperiодическим. Проведенный расчет относится к канальной стадии разряда. Такой же в принципе результат получается и в стримерной стадии. С изменением индуктивности канала в процессе его расширения можно не считаться, если в качестве первого приближения принять, что с увеличением  $r_1$  пропорциональ-

но возрастет и  $r_2$ . Тогда, согласно формуле (70), индуктивность канала в процессе разряда можно рассматривать как постоянную, и томсоновский критерий аperiодичности разряда остается в силе. Иногда канал молнии на некоторых участках приобретает (по еще не выясненным причинам) отрицательное сопротивление. Это приводит к возникновению на этих участках электрических колебаний с частотой порядка мегагерц. Лабораторные исследования показывают, что падающая характеристика разряда может возникнуть при его отщуривании. Возможно, что такой процесс в какой-то мере имеет место и при разряде молнии.

По мере удаления атмосфериков от места их возникновения вследствие поглощения в среде из первичного импульса происходит выделение гармоник. Кроме того, на первичный импульс накладываются отражения от ионосферы и земли<sup>151</sup>. В результате импульс расплывается и приобретает квазипериодический характер (фиг. 18). Форма атмосфериков от близких разрядов молнии (до 20 км), регистрируемая как  $E(t)$ , хорошо повторяет токовый импульс разряда  $I(t)$  и удовлетворяет следующему эмпирическому соотношению:

$$E(t) = e^{-\alpha t} - e^{-\beta t}, \quad (72)$$

где  $\alpha$  и  $\beta$  — величины, постоянные даже для весьма отличающихся по своим параметрам разрядов молнии;  $t$  — время.

Уровень энергии атмосферных радиопомех, вообще говоря, с увеличением частоты понижается, но днем в диапазоне коротких волн наблюдается возрастание интенсивности атмосфериков с увеличением частоты, что, по-видимому, объясняется уменьшением в дневное время поглощения в ионосфере коротких радиоволн. Это возрастание уровня радиопомех проходит далее через максимум, и в области ультракоротких волн радиопомехи вновь резко уменьшаются и днем и ночью<sup>33</sup>. Радиопомехи от местных гроз обычно уменьшаются обратно пропорционально частоте. Более быстрое уменьшение радиопомех с частотой является указанием на то, что они поступают от далеких грозных очагов. В ночные часы радиопомехи уменьшаются с частотой более резко, чем днем. Это происходит потому, что ночью в основном воспринимаются радиопомехи от далеких



гроз. Ночные атмосферерики могут сохранять достаточно высокую интенсивность вплоть до длины волны 30 м. Высота отражения очень длинных радиоволн от ионосферы при переходе от ночи ко дню и во время внезапных ионосферных возмущений уменьшается.

За полярным кругом радиопомехи от грозовых очагов наблюдаются лишь в течение 2—3 летних месяцев, в остальное же время года здесь преобладают радиопомехи от электризации антенн сухим снегом, иногда превышающие по интенсивности соответствующие помехи от гроз<sup>110</sup>. В тропиках интенсивность атмосфериков достигает максимума (для северного полушария примерно на широте 10°). Уровень атмосферных радиопомех летом больше, чем зимой, в соответствии с усилением грозовой деятельности при переходе от зимы к лету. В летний период уровень атмосферных радиопомех днем выше, чем ночью, зимой наблюдается обратное. Это объясняется, с одной стороны, влиянием суточного хода развития местных гроз в летний период, с другой — более благоприятными условиями отражения радиоволн от ионосферы в ночные часы.

Распространяясь вдоль силовых линий магнитного поля Земли, атмосферерики диапазона частот 1—8 кГц могут достигать высоты в несколько тысяч километров над земной поверхностью. При их приеме наземной аппаратурой сигнал приобретает характер свиста с понижающейся высотой тона, так как низкие частоты указанного диапазона распространяются с меньшей скоростью, чем высокие. Свиста не наблюдается на экваторе ввиду небольшой разности хода между сигналами различных частот при их распространении вдоль силовых линий магнитного поля Земли и на полюсе, где грозовая деятельность практически отсутствует. Свистящие атмосферерики от одного и того же разряда молнии могут повторяться многократно (до 20 раз). Эти атмосферерики имеют высокую стабильность характеристик распространения и небольшое затухание поверхностной волны.

## Глава VII

### РАЗРЯД С ОСТРИЯ

Характерной особенностью разряда с острия является его развитие в условиях резкого изменения градиента электрического поля у электродов, а это в зависимости от обстоятельств может вызвать или коронирование, или полный пробой. Коронирование возникает при сравнительно значительных давлениях в условиях большой неоднородности электрического поля на одном или на обоих электродах (ввиду небольших радиусов кривизны у них) и наблюдается в тонком слое у электродов. Как показал Капцов<sup>42а</sup>, коронирующий слой не является газоразрядной плазмой с высокой проводимостью и равным количеством положительных и отрицательных зарядов: ввиду больших градиентов электрического поля у острия коронирующий слой будет областью разделения быстро летящих электронов от остающихся позади них положительных ионов.

В соответствии с условиями развития разряда мы будем иметь различные типы токов с острий. Ток с отрицательного острия в зависимости от приложенного напряжения может иметь характер несветящегося, темного разряда, переходящего затем последовательно в кистевой и искровой разряды. Положительное острие при небольших напряжениях дает тлеющий разряд, переходящий с повышением напряжения в искровой.

Опыт показывает, что истечение тока с острия прекращается при напряжении, которое иногда более чем на 1 кВ меньше напряжения, приложенного вначале.



Этот, по терминологии Рентгена<sup>7 г</sup>, минимальный потенциал тем больше, чем больше молекулярный вес газа и чем меньше длина свободного пробега молекул (табл. 1). Минимальный потенциал зависит также от расстояния между электродами и при больших расстояниях приблизительно постоянен, но при малых быстро растет, что имеет особое значение для рассмотрения разрядного процесса между молниеотводом и облаком.

Т а б л и ц а 1

Зависимость минимального потенциала, при котором прекращается коронный разряд, от давления

Название газа	P=760 мм Hg		P=480 мм Hg	
	V+ <sub>мин</sub>	V- <sub>мин</sub>	V+ <sub>мин</sub>	V- <sub>мин</sub>
Водород . . .	1370	1140	1220	1000
Азот . . .	1920	1400	1630	1200
Кислород . . .	2550	1950	—	—
Воздух . . .	2250	1660	1930	1500
Хлор . . .	2680	1990	2400	1600

Во влажном воздухе минимальный потенциал значительно больше, чем в сухом, что объясняется уменьшением подвижности ионов при их объединении с молекулами водяного пара.

Разряд с острия в области пониженных давлений начинается при меньшем потенциале с отрицательного электрода, чем с положительного, при повышенных же давлениях имеет место обратная картина. Происходит это потому, что при пониженных давлениях из прилегающего к катоду газового пространства в направлении к острию электрическим полем будут разгоняться положительные ионы. Помимо ионизации, которую будут производить положительные ионы при столкновении со встречными нейтральными молекулами, они будут также выбивать электроны при падении с большой скоростью на отрицательный электрод. Кроме того, разряд с отрицательного острия будет облегчаться благодаря процессу автоэлектронной эмиссии с отдельных выступов на поверхности катода и фотоэффекту<sup>4</sup>. При пониженных давлениях преимущественное значение имеют первые два процесса, при давлениях же, близких к атмосферному, основная часть электронов освобождается с поверхности катода благодаря фотоэффекту. При по-

вышенных давлениях возрастает вероятность столкновения кванта света с частицей, а следовательно, и процесса фотоионизации. Фотоионизация прилежащего к электроду пространства является необходимым условием коронного разряда с положительного электрода: если фотоионизация отсутствует, то невозможно себе представить коронный разряд с положительного электрода при отрицательном электроде, находящемся на бесконечности (в этом случае отрицательный электрод уже не является поставщиком необходимых для осуществления разряда отрицательных ионов). Поэтому в области повышенных давлений газовой среды коронный разряд начинается при меньшем потенциале на положительном электроде, так как при этом более интенсивен процесс фотоионизации, являющийся необходимым условием коронного разряда с положительного электрода. Указанная асимметрия коронного разряда с положительного и отрицательного электродов является причиной отдачи электродами различного количества электричества в условиях повышенного и пониженного давления (при прочих равных условиях).

Опыты ряда исследователей показали большое влияние незначительных примесей к чистым газам прежде всего на отрицательный разряд с острия при пониженном давлении. В то время как в совершенно чистом газе при разности потенциалов 3—4 kV сила тока с отрицательного острия более чем в 200 раз превышает силу тока с положительного острия, при незначительном добавлении к чистому газу кислорода сила тока с отрицательного острия превышает силу тока с положительного острия не более чем в 20 раз<sup>7 г</sup>.

Влияние пыли на разряд с острия сказывается в том, что острие покрывается пылью и притупляется. Кроме того, иногда над острием образуется рой заряженных пылинок, представляющий собой объемный заряд, экранирующий острие. В сильно запыленном воздухе разрядное напряжение может быть на 10% выше, чем в свободном от пыли воздухе.

Солнечное освещение уменьшает разрядный потенциал отрицательного острия. По-видимому, это происходит благодаря фотоэффекту с поверхности острия. Свечение и ионизация распространяются дальше от отрицательного острия, чем от положительного. При



давлениях, близких к атмосферному, световые явления ограничиваются областью, непосредственно примыкающей к острию.

В случае коронирования отрицательного острия Тричелем<sup>42a</sup> установлено, что в комнатном воздухе, не очищенном от влаги и пыли, при токах порядка  $10^{-10}$  А ток разряда с острия имеет форму периодически чередующихся импульсов. При повышении напряжения общая сила тока коронного разряда увеличивается за счет повышения частоты чередования импульсов. Максимальная частота импульсов Тричеля составляет 150—200 кГц. Одновременно растет число коронирующих точек на электроде и минимальная сила тока между импульсами<sup>4</sup>. Все это приводит к сглаживанию пульсаций, и при дальнейшем увеличении напряжения отрицательная корона приобретает все более сплошной характер. Частота чередования импульсов Тричеля определяется временем рассеивания объемного заряда около острия: поле этого объемного заряда лимитирует стекающий с острия ток. Прерывистые явления наблюдаются и в положительной короне, причем особенно рельефно в ее начальных стадиях. В то время как в отрицательной короне броски тока являются регулярными, в положительной они беспорядочны. Положительное острие дает при разряде красноватое свечение, отрицательное — голубоватое<sup>42a</sup>.

Для уточнения процессов на коронирующих электродах нами был проанализирован спектр искры и отрицательной короны, полученный с помощью стеклянного спектрографа. Искра и корона получались в воздухе при атмосферном давлении между отникелированными электродами небольшой индукционной катушки. Из фиг. 19\* видно, что спектр короны развивается с фиолетовой части в виде полос. Это указывает на соответствующие изменения состояния атомов и электронов в молекулах под действием электрического поля коронирующего электрода.

Проводимость газа при разряде с острия подвержена влиянию температуры, причем для отрицательного разряда проводимость повышается с охлаждением. Для положительного разряда влияние температуры при малых разностях потенциалов проявляет себя в том же направлении, как и для отрицательного разряда, но при

больших разностях потенциалов имеет место противоположный ход. В обоих последних случаях влияние температуры много меньше, чем при отрицательном разряде.

Проводимость при отрицательном разряде с острия в области пониженных давлений испытывает значительные изменения от воздействия примесей, а именно, в свежеприготовленном чистом газе она в 20 раз больше, чем при положительном разряде, в то время как в неочищенном газе она лишь в 5 раз больше. Очищение газа значительно повышает проводимость при отрицательном разряде и незначительно при положительном<sup>7т</sup>. Влияние примесей может сказаться в том, что ионы основного газа отдают свои заряды молекулам примеси, или в том, что под влиянием примеси в основном газе образуются более сложные молекулы.

Влажность оказывает на подвижность ионов замедляющее действие, причем Тамм<sup>7т</sup> отмечает особенно значительное влияние влажности, если она выше 50%. Увеличение влажности за 55% делает коронный разряд беспокойным и более громким<sup>125</sup>. Световые явления короны легче возникают во влажном воздухе, чем в сухом.

Начальный потенциал, при котором начинается разряд с острия, будет всегда тем меньше, чем острее разряжающийся электрод. Острия молниеотводов дают обычно вытекание электричества при потенциале 6—10 кВ, а самые тонкие острия могут давать истечение электричества в воздухе при атмосферном давлении только начиная с разности потенциалов 2,5 кВ. Из пучка острий электричество вытекает с меньшей интенсивностью, чем из отдельного острия. Происходит это, по видимому, из-за уменьшения градиента электрического потенциала, приходящегося в пучке на каждое отдельное острие. Опыт показывает, что чем больше острий в пучке, тем выше должен быть начальный потенциал. В случае лезвий вытекание электричества происходит из верхних острых углов их, но не из ребер, так что лезвия значительно менее эффективны в их электрическом действии, чем острия. В течение разряда отрицательные острия своей формы не меняют и лишь покрываются пылью, положительные же острия слегка распыляются и немного изменяют свою форму.

При действии сильных электрических полей на ка-



пельную среду происходит деформация капель с выбросом тонких капельных струй. Перед выбросом струй обычно имеет место коронный разряд с сопровождающими его световыми явлениями. Зелени<sup>125</sup> и позднее Мекки<sup>139</sup> установили, что неустойчивость падающих в вертикальном электрическом поле капель, приводящая к выбросу капельных струй, наступает при условии

$$E > \frac{3875}{\sqrt{r}}, \quad \text{где } E \text{ — напряженность электрического поля, } V/\text{см, и } r \text{ — радиус капли, см.}$$

Дюо и Потенье<sup>125</sup> установили, что на коронный разряд с капель накладывается явление их вибрации. Оно состоит в том, что под влиянием электрического поля висят на проводнике капля вытягивается в острие и начинает коронировать и дробиться. При этом электрическое поле уменьшается, и капиллярные силы возвращают каплю к исходной форме. Далее процесс периодически повторяется.

Наиболее обстоятельное исследование коронирования капель различных размеров при разных потенциалах капель и давлениях воздуха осуществлено Инглишем<sup>140</sup>.

Нами была предпринята попытка выяснить условия коронирования с заостренной части столбика воды у выхода из стеклянного капилляра с внутренним диаметром 1 мм и внешним 2 мм (у Инглиша внешние диаметры капилляров были 0,41 и 1,3 мм, внутренние не указаны). Для этого провод от источника напряжения 6 кВ (электростатическая машина) вводился внутрь капилляра. Конец провода располагался за 2—3 см до выхода из нижнего конца капилляра. Постоянство напряжения контролировалось электростатическим киловольтметром, колебания напряжения в процессе работы не превышали 200 В. Коронный разряд осуществлялся между заостренным концом опускавшегося из капилляра столбика жидкости и плоской металлической поверхностью. Кратчайшее расстояние между электродами составляло 6 мм. При таком расстоянии между ними коронный разряд в разрядном промежутке значительно превосходил коронный разряд с подводящих проводов. Плоский электрод непосредственно соединялся с осциллографом и через сопротивление 0,5 МΩ с землей (фиг. 20). В ходе электрического разряда из заострения в нижней части столбика жидкости периодически происходили выбросы мелких капелек воды. Ток эмиссии заключался в пределах 1—3 мкА.

Опыт показал, что положительный и отрицательный разряд с водяного острия (вода имеет очень незначительную вторичную электронную эмиссию) при атмосферном давлении происходит примерно при одинаковом напряжении. Это говорит о том, что определяющим моментом в разряде такого типа является не пороговое напряжение разряда, разное для электродов разных полярностей, а на-

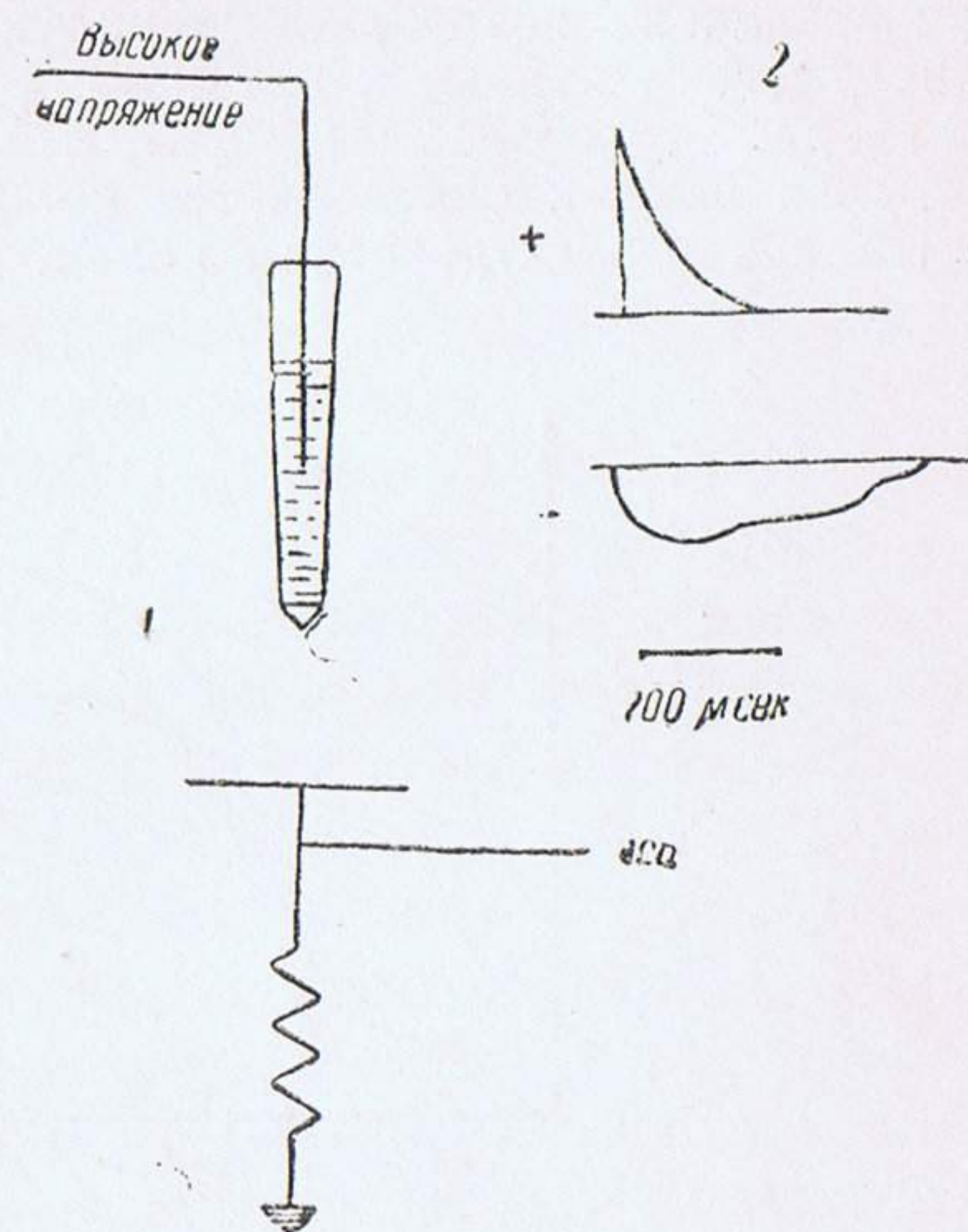
рушение прочности поверхностного слоя жидкости, в процессе которого и возникает значительная эмиссия заряда. Форма осциллограмм положительного и отрицательного разрядов с водяного острия представлена на фиг. 20.

В обоих случаях разряд представляет собой ряд следующих друг за другом импульсов. При положительном потенциале острия длительность разряда составляла 200 мксек, при отрицательном 300—400 мксек. Полученные нами результаты позволяют распространить установленные Инглишем закономерности коронирования на случай более крупных капель. В отличие от Инглиша у нас получилось более короткое время разряда и несколько иная форма осциллограмм<sup>7ш</sup>.

Еще Беккария<sup>7т</sup> наблюдал, что при электрическом разряде с острия появляется электрический ветер. Ранее предполагали, что электрический ветер образуется частичками находящейся в воздухе пыли, но опыты

Кельвина<sup>7д</sup> и его сотрудников показали, что ветер образуется за счет передачи частицам газа количества движения ионами,двигающимися от внешней границы короны к некоронирующему электроду. Из представлений Кельвина о механизме электрического ветра следует, что с увеличением расстояния от острия вдоль его оси уменьшение скорости ветра приблизительно подчиняется параболическому закону. Но этого представления недостаточно, чтобы судить о том, как изменяется электрический ветер при различных мощностях, подаваемых на острие.

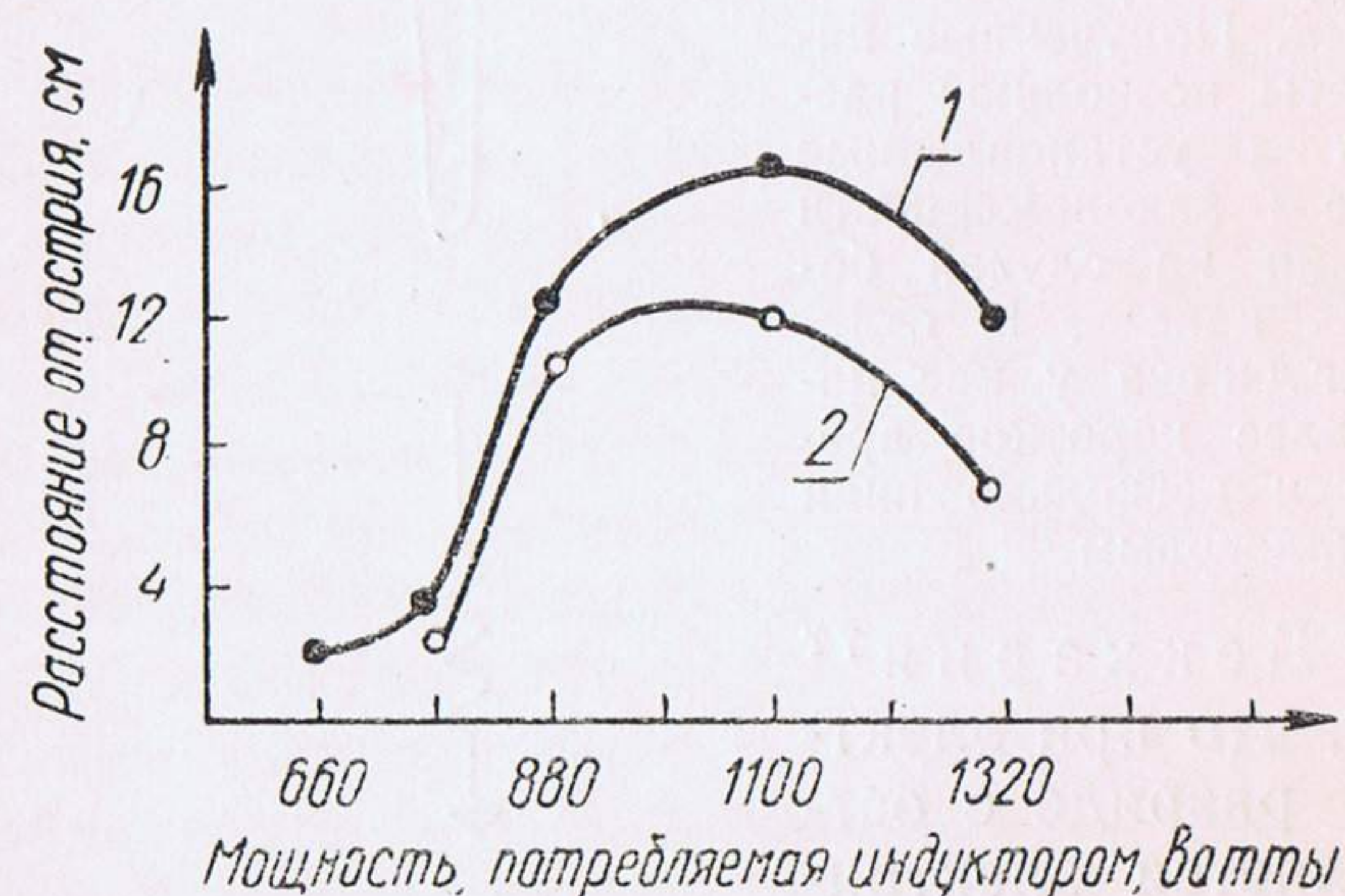
Измерения силы электрического ветра на разных расстояниях от острия вдоль его оси были проведены нами с помощью термоэлектрического анемометра, представляющего собой миниатюрную термопару, посаженную на проволоку, по которой пропусклся электрический ток<sup>7д</sup>. При изменении скорости обдувания проволоки ток



Фиг. 20. Изучение коронирования капель: 1—установка для исследования коронирования; 2—осциллограммы процесса коронирования



в цепи термопары изменялся, что фиксировалось гальванометром. Все измерения скорости ветра были проведены при помощи индуктора с максимальным искровым промежутком в 35 см. Результаты измерений представлены на фиг. 21, где изображены две изолинии скорости ветра 0,1 и 0,12 м/сек при разных расстояниях от острия и при различных потребляемых индуктором мощностях. Подобный характер имеют кривые и для других значений скорости электрического ветра. Это объясняется тем, что эффективность увлечения молекул газа ионами определяется количеством участвующих в движении ионов и электрическим полем.



Фиг. 21. Изолинии для скоростей электрического ветра:  
1—0,1 м/сек; 2—0,12 м/сек

До определенного расстояния от острия вдоль его оси количество движущихся в электрическом поле ионов возрастает, и передаваемая ими молекулам энергия увеличивается. Но эта энергия уменьшается, когда из-за резкого спада напряженности поля уменьшается объемная плотность участвующих в движении ионов и их скорость. Таким образом, существует известное наиболее выгодное соотношение между количеством ионов в единице объема и полем, которое обуславливает наиболее эффективный ветер. Во всех исследованных случаях ионный ветер имеет большую величину для более медленных ионов. Пыль, водяной пар и другие примеси, понижающие подвижность ионов, повышают давление электрического ветра. Следует отметить, что подобно электрическому ветру существует и магнитный

ветер, проявляющийся в увлечении воздуха движущимися под влиянием магнитного поля ионами. Эффект этот хорошо наблюдается в гейслеровых трубках.

Риги<sup>7т</sup> наблюдал при разряде с острия два рода теней: электрические (потoki ионов) и фотографические (от света острия при разряде). Если дающий тень предмет наэлектризован одноименно с острием, то электрическая тень расширяется, в обратном случае тень суживается. Когда дающий электрическую тень предмет соединяется с землей, тень уменьшается.

Процессы ионизации и возбуждения у коронирующих электродов оставляют следы на расположенных в непосредственной близости от них светочувствительных материалах — пленках и бумагах. После экспонирования и обработки на фотоматериалах в результате воздействия на них электрического поля остаются своеобразные фигуры, получившие в технике название клидонограмм. С понижением давления, в соответствии с развитием процессов ионизации и возбуждения в коронном разряде, образование клидонограмм происходит во все более и более благоприятных условиях вплоть до давления 20 мм Hg. Однако при дальнейшем понижении давления клидонограммы становятся расплывчатыми и наконец исчезают совсем. Так как при нормальном атмосферном давлении положительный электрод начинает коронировать при меньшем напряжении, чем отрицательный, то у положительного электрода клидонограмма получает большее развитие по площади.

При положительном электроде позади электронных лавин, направляющихся к электроду, остается положительный объемный заряд, который в стремлении удалиться от электрода порождает новые лавины и обуславливает ветвление разряда. В случае отрицательного электрода электроны выбрасываются в поле, в некоторой мере заэкранированное прилегающим к отрицательному электроду положительным объемным зарядом. Поэтому вблизи отрицательного электрода клидонограмма получает меньшее развитие<sup>125</sup>. Для электрода в виде острия клидонограмма может быть получена после его присоединения к источнику напряжения примерно в 2,5 kV. С увеличением подаваемого на электрод напряжения возрастает и площадь клидонограммы вплоть до напряжения 20kV, когда вместо нормальной ко-



роны начинается скользящий разряд по прибору. Поэтому получение клидонограмм обычно ограничивается областью напряжений 2,5—20 kV.

Нами был поставлен ряд опытов по выяснению изменения характера клидонограмм при сближении коронирующих электродов различной полярности. Клидонограммы получались на черно-белых и цветных фотоматериалах нормальной чувствительности. В качестве источника тока использовалась небольшая индукционная катушка, длина искры которой регулировалась в зависимости от того, при каком расстоянии между электродами нужно было получить коронный разряд. При этом разность потенциалов на электродах катушки составляла в среднем 15—18 kV. Экспозиция материалов во всех случаях продолжалась около секунды, электроды приводились в контакт с фотоматериалом. При сближении коронирующих электродов противоположной полярности на черно-белых фотоматериалах получалась картина, представленная на фиг. 22,\* 4 и 5. На черно-белой негативной пленке сближение коронирующих электродов выражалось в постепенном смыкании клидонограмм положительной и отрицательной короны. На цветной негативной пленке при сближении коронирующих электродов на красновато-розовых клидонограммах, вдоль линии, соединяющей электроды, появлялись области синевато-голубого цвета (фиг. 22\*, 1 и 2). В процессе дальнейшего сближения электродов, по мере того как корона переходила в скользящий разряд по поверхности пленки, основная красная часть клидонограммы в виде своеобразных крыльев отступала на второй план. Одновременно на первый план выступали усиливающиеся процессы ионизации и возбуждения в пространстве между электродами, что находило себе выражение в появлении здесь довольно широкого голубовато-синего канала, суживающегося по мере сближения электродов. Часто вблизи клидонограммы образовывался еще ряд областей воздействия электрического поля на пленку в виде довольно значительных по размерам зерен, причин появления которых нам установить не удалось.

На фотобумаге при сближении коронирующих электродов воздействие электрического поля на эмульсию в междуэлектродном пространстве также усиливалось. Междуэлектродное пространство постепенно все в большей мере заполнялось не получившими полного развития стримерами, и площадь клидонограммы в указанной области увеличивалась (фиг. 22\*, 6). На цветной бумаге описанная картина получилась желтой (фиг. 22\*, 3). Все отпечатки клидонограмм были получены способом контактной печати. Клидонограммы на черно-белых негативных материалах до сих пор применялись главным образом для регистрации перенапряжений в линиях электропередач во время разрядов молний<sup>7ш</sup>.

Рассмотрим теперь различные случаи разряда с острия, имеющие значение для геофизики. В 1892 г. Вебером<sup>7т</sup> проводились многочисленные измерения тока с острий, поднимавшихся с помощью змеев на различные высоты. Во время ясной погоды с незначитель-

ным количеством перистых облаков Вебер получил следующие результаты:

Таблица 2

Зависимость силы тока на острие от высоты его подъема

Высота над поверхностью земли, м	45	71	78	140
Сила тока, $\mu\text{A}$	0,0027	0,0061	0,257	1,332

При грозах подобные измерения приводили к силе тока  $6 \cdot 10^{-6} \text{A}$ . Впоследствии многие исследователи измеряли токи в кабелях, соединявших привязные аэростаты с землей. Было установлено, что ток хорошей погоды для аэростата на высоте 2,4 км имел величину менее  $100 \mu\text{A}$  и при подъеме шара на большую высоту возрастал приблизительно пропорционально высоте<sup>121а</sup>. Во время гроз измерительные приборы отмечали длиннопериодические изменения кабельного тока, особенно резкие при разрядах молнии. При этом через кабель к земле проходило количество электричества до нескольких кулон без видимого разряда молнии на баллон. Дикман<sup>136</sup> в 1911 г. исследовал токи во время гроз в антеннах и получил среднюю величину тока  $3,5 \cdot 10^{-7} \text{A}$ . В 1920 г. Вильсон<sup>136</sup> доказал, что из острий растительного покрова земной поверхности стекает в воздух преимущественно положительное электричество, и отметил, что этот процесс должен обуславливать сохранение электрического заряда земли. В 1934 г. Шенланд<sup>148б</sup> для проверки результатов Вильсона предпринял измерение тока с изолированно стоящего дерева высотой 4 м. При градиенте потенциала, достигавшем во время грозы 3,5 kV/м, ток с дерева составлял  $0,07 \mu\text{A}$  и с увеличением напряжения быстро возрастал. На основании этого Шенланд пришел к выводу, что в безлесных областях Южной Африки грозы особенно сильны из-за значительного уменьшения здесь противодействующего влияния объемного заряда, создаваемого остриями. Вормель<sup>136</sup>, также занимавшийся в 1928 г. тщательной проверкой опытов Вильсона, считает, что заряд квадратного километра земной поверхности за год определяется следующими факторами: ток хорошей погоды +60 С, осадки +20 С, разряды молний —20 С, ток с



острий—100С. По измерениям Вормеля разряд с острия в поле 300 В/м дает ток 3рА, в то время как в упомянутом выше опыте Шенланда с деревом вместо острия это же поле создавало ток всего лишь 0,1рА. Расхождение между результатами Вормеля и Шенланда объясняется различными свойствами разряжающихся электродов. Согласно измерениям Стекольников<sup>846</sup> в высокогорной лаборатории в Бакуриани (1939 г.), антенна, имевшая длину 900 м, среднюю высоту подвеса около 30—40 м и диаметр 7 мм, во время близких гроз пропускала ток истечения 500—800 мА. Потеря земной поверхностью положительного заряда при разряде с острий превышает соответствующую потерю отрицательного заряда для Англии в 1,36—2 раза, для Южной Африки в 2,8 раза.

Герасимова<sup>26</sup>, измерявшая в 1939 г. ток с острия в высокогорных условиях («Приют девяти» на Эльбурсе), показала, что разряд с острия на «Приюте девяти» значительно интенсивней, чем разряды на высотах, близких к уровню моря (это, по-видимому, объясняется близостью грозовых облаков к земной поверхности и разряженностью воздуха). По результатам измерений в течение двенадцати дней на «Приюте девяти» обмен электричеством между землей и атмосферой в пять раз больше годового обмена, полученного в Кью, и в три раза больше годового обмена для Кембриджа. Ток с острия на «Приюте девяти» примерно в 10 раз больше, чем в Кью и Кембридже. В среднем, по измерениям Герасимовой, ток при разряде с острия возрастает пропорционально увеличению напряжения в степени 1,7, причем при отрицательном острие разрядный ток растет быстрее, чем при положительном, что находится в согласии с изложенными выше особенностями разряда с острия. Герасимова пришла к выводу, что разряд с острия обуславливает появление у земли больших объемных зарядов. Эти объемные заряды создают у острий противоположное, которое ослабляет поле облака. Отсюда, между прочим, следует, что измеряемый у земли градиент потенциала не находится в прямой связи с полем облака, если одновременно не принимается в расчет ток с острий и пространственный заряд<sup>133</sup>. Интересно отметить, что в условиях «Приюта девяти» ток с острия отмечался почти всегда раньше видимых при-

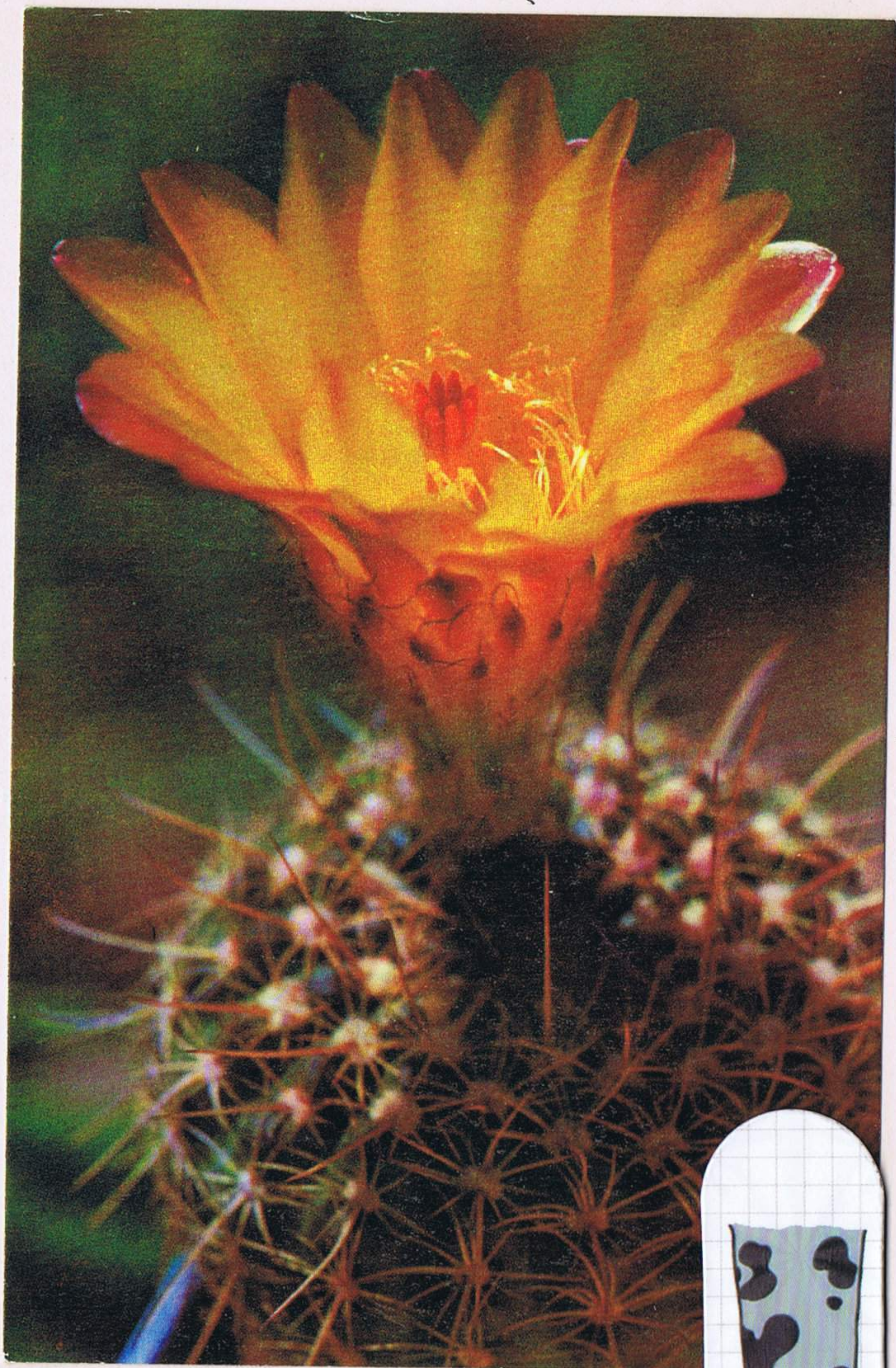
знаков грозы и продолжался еще некоторое время после прохождения грозы. Минимальный градиент, при котором наблюдалось появление разрядного тока, заключался в пределах от  $\pm 400$  до  $\pm 700$  В/м.

Наибольший разрядный ток с острия у земной поверхности был зафиксирован Лутцем<sup>136</sup> в работе 1941 г. Лутц использовал острие длиной 15 мм и толщиной 0,5 мм, помещенное на семнадцатиметровую мачту. При градиенте потенциала 12,5 кВ/м разрядный ток с острия во время грозы достигал  $9,6 \cdot 10^{-6}$  А.

Летом 1957 г. автор провел серию измерений разряда с острия при прохождении гроз над Минском с одновременной фиксацией напряженности электрического поля<sup>7ш</sup>. Используемый для этого прибор имеет два разделенных канала, питаемых от общего выпрямителя (фиг. 23). Канал для измерения тока с острия представляет собой усилитель постоянного тока с несущей частотой. Преобразующий каскад на входе усилителя служит для преобразования постоянного тока в переменный с последующим его усилением и выпрямлением. Этот каскад построен на лампе 954, работающей в электрометрическом режиме. Ток разряда с острия проходит через делитель из калиброванных высокоомных сопротивлений и попадает на третью сетку лампы 954. Переменное напряжение частотой 1 кГц, получаемое от генератора, построенного на лампе 6Ж3П по схеме индуктивной трехточки, поступает на первую сетку преобразующего каскада. Генератор стабилизирован стабилитроном СГ4С. Постоянное напряжение от входного делителя накладывается на переменное напряжение частотой 1 кГц. В результате на аноде лампы получается напряжение переменной частоты, модулированное постоянным током. Это напряжение подается через потенциометр в 220 к $\Omega$ , служащий для установки нуля, на сетку первой лампы усилителя низкой частоты, собранного на половине лампы 6Н2П. С анода этой лампы напряжение поступает далее на предварительный усилитель и на фазоинвертор, в котором также использована лампа 6Н2П в схеме с гальванической связью. С фазоинвертора напряжение переходит на выходной пушпульный каскад, построенный на тетрадах 6П1П. Переменное напряжение со вторичной обмотки выходного трансформатора выпрямляется полупроводниковым выпрямителем и компенсируется напряжением от аналогичного выпрямителя, действующего от сети переменного тока частотой 50 Гц. Эта компенсация нужна для погашения начального напряжения на выходе, что дает возможность фиксировать полярность разряда с острия. Для контроля за работой самописца служит нуль-гальванометр.

Канал для измерения поля построен по схеме усилителя постоянного напряжения с синхронным размыканием выходной цепи. В целом этот канал представляет собой усилитель переменного напряжения, каскады усиления которого аналогичны каскадам усиления в канале тока. Для преобразования постоянного поля в переменное используется преобразователь, состоящий из экспонируемой пластины, двухсекторного экрана, вращаемого асинхронным мотором в 12 Вт со скоростью 3000 об/мин, и прерывателя на валу мотора. При работе преобразователя в измеряемом поле на сопротивлении





нагрузки в  $50 \text{ М}\Omega$  возникает переменное напряжение частотой  $90 \text{ Hz}$ . Это напряжение через разделительный конденсатор в  $0,05 \mu\text{F}$  поступает на регулятор чувствительности, а затем на управляющую сетку первого каскада усилителя. Далее это напряжение усиливается, и на вторичной обмотке выходного трансформатора получают импульсы напряжения, пропорциональные напряженности измеряемого поля. Выпрямителем выходного напряжения служит механический прерыватель, который прерывает цепь синхронно с вращением вала мотора. После выпрямления напряжение фильтруется конденсатором в  $200 \mu\text{F}$  и поступает на самописец. Для уменьшения влияния фона переменного тока на приемную пластину первый усилитель канала поля сделан избирательным. Двойной  $T$ -образный мост с анода на сетку, настроенный на частоту  $90 \text{ Hz}$ , используется для сужения полосы пропускания усилителя.

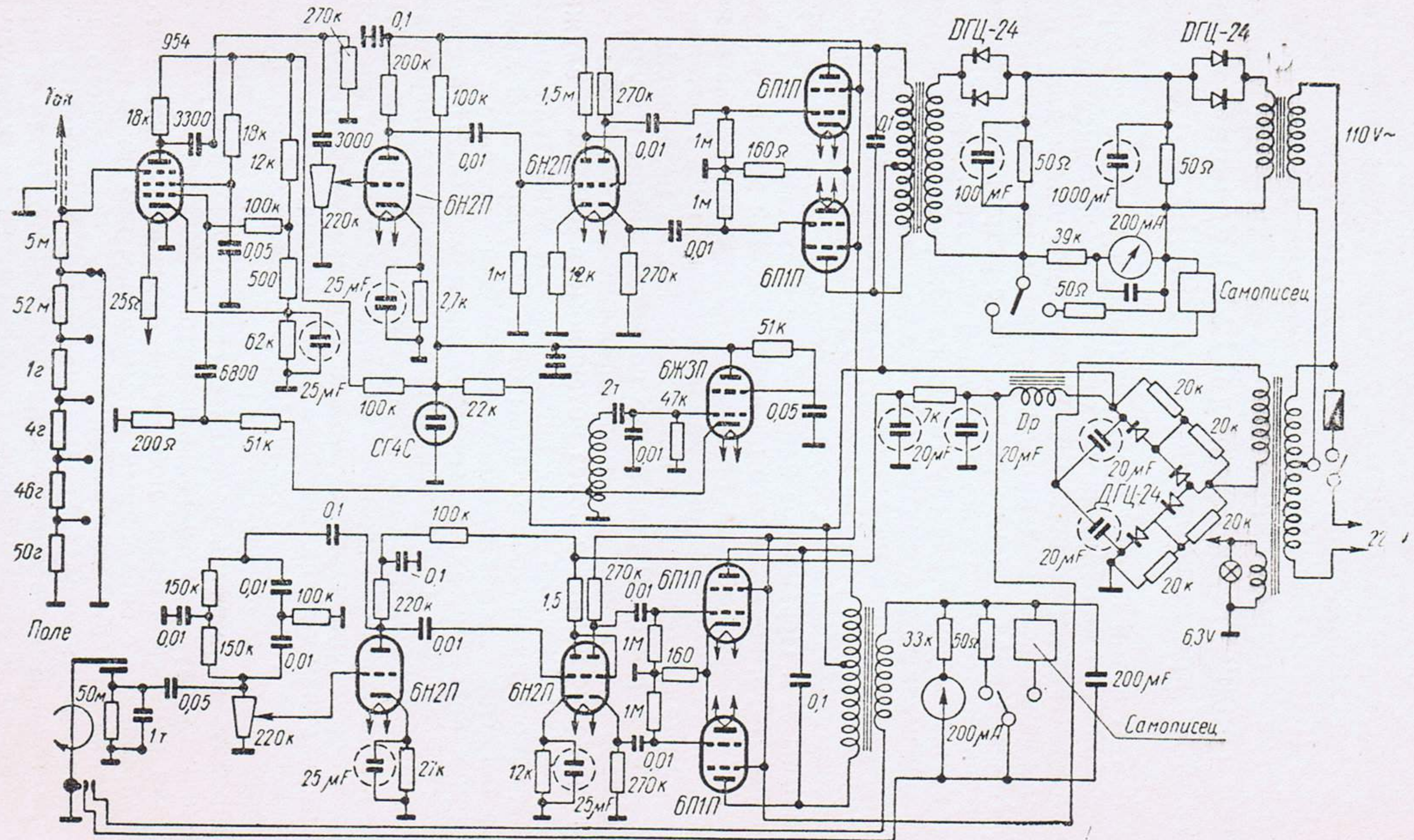
Контроль за работой самописца в канале поля осуществляется с помощью нуль-гальванометра. Оба самописца—поля и тока—имеют внутреннее сопротивление по  $50 \Omega$  каждый и работают на один барабан для получения синхронной записи. Длительность записи на барабане  $1,5$  часа. На одном миллиметре записи уместается до  $4$  линий, характеризующих изменение поля или тока. Описанный прибор дает возможность измерять ток в пределах  $0,5 \cdot 10^{-6} - 2,4 \cdot 10^{-11} \text{ A}$  и поле от  $5$  до  $40 \text{ V/cm}$  в расчете на все  $20$  делений шкалы.

Приемное устройство канала поля (преобразователь) собрано в отдельном металлическом кожухе и подключено к прибору с помощью гибкого шланга. При измерениях оно выдвигалось на штанге из окна четвертого этажа на  $1,45 \text{ м}$  от стены. Латунное острие, с которого происходил разряд, было прикреплено к вертикальной трехметровой штанге, установленной на крыше четырехэтажного дома. Радиус кривизны у вершины острия составлял  $0,5 \text{ мм}$ . Острие соединялось с прибором гибким шлангом.

С помощью описанного прибора нами была произведена синхронная запись тока с острия и напряженности электрического поля для  $15$  гроз. Для полноты характеристики явлений во всех случаях одновременно работал описанный ранее прибор для регистрации числа и полярности разрядов молнии. Типичные примеры записи приведены на фиг. 24.

Полученные нами результаты показывают, что ток с острия и напряженность поля, как правило, меняются синфазно. Однако отступления от синфазности также имеют место и объясняются они главным образом влиянием заряда осадков. Длительность и величина этих отступлений зависят исключительно от интенсивности дождя и заряда капель. Различные авторы, изучавшие разряды с острий во время гроз, установили, что во всех случаях потеря земель положительного заряда превышает потерю отрицательного для разных местностей в различное число раз, но в общем в пределах  $1,3 - 2,8$ . Сравнивая площади кривых, соответствующие полученным записям положительных и отрицательных токов разряда с острия, мы приходим к выводу, что в на-

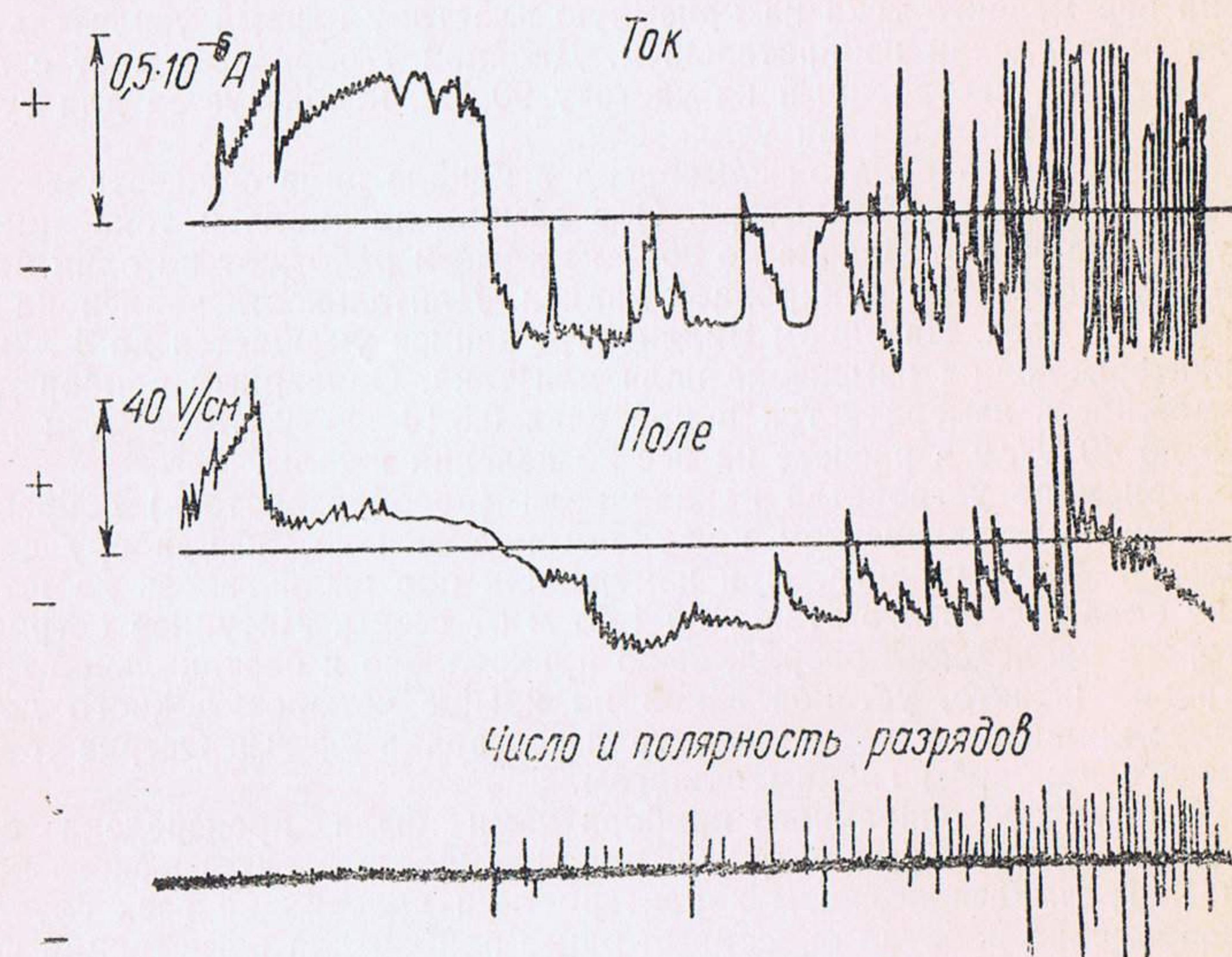




Фиг. 23. Схема прибора для измерения тока с острия



ших условиях это отношение близко к двум. Следует, однако, отметить, что эту преимущественную потерю положительного заряда обычно легко установить в начале и в конце сильной грозы, когда изменения поля и тока с острия, как правило, синфазны и довольно монотонны. При прохождении же над местностью центра сильной грозы и поле и ток так часто меняют величину и знак,



Фиг. 24. Пример синхронной записи тока с острия, электрического поля, числа и полярности разрядов во время грозы (Минск, 15.VIII 1958 г.; время регистрации: 1 час 40 мин.—2 часа 10 мин.)

что оценка указанного результирующего эффекта является весьма затруднительной. Значительные искажения в картину разряда с острия вносит то обстоятельство, что при сильных ливнях ток осадков часто превышает ток разряда с острия (имеется в виду ток осадков вблизи коронирующего острия: по-видимому, это происходит благодаря захвату частицами осадков ионов объемного заряда у острия). Не поддается пока учету и захват частицами осадков ионов объемного заряда, сосредоточенного вблизи разряжающихся острий. Все это приводит к выводу, что отношение потери положительного заряда

при разряде с острия к потере отрицательного заряда пока не является точно установленной величиной.

Чувствительность использованного нами прибора позволяла фиксировать с помощью острия не только ток осадков, но и конвективный ток хорошей погоды, имевший величину порядка  $10^{-9}$ — $10^{-11}$  А. Он обычно наблюдался в запыленном полярном или тропическом воздухе и по величине, как мы видим, иногда вплотную примыкал к току разряда с острия.

Большинство наблюдавшихся нами гроз находилось в активной стадии и характеризовалось бурной разрядной деятельностью. В одном случае была отмечена гроза, у которой предразрядный период был растянут на половину всего срока длительности грозы. В большинстве же случаев разрядная деятельность облака отмечалась через 5—10 мин после появления поля порядка 10—40 В/см и тока с острия порядка  $10^{-7}$  А. Прекращение разрядной деятельности облака обычно предшествует (в пределах четверти часа) спаду поля и тока на порядок величины. В наших условиях опыта ток с острия во время гроз не превышал  $0,5 \cdot 10^{-6}$  А, но во время разрядов молнии часто отмечались кратковременные броски тока за этот предел.

В итоге мы приходим к выводу, что изучение разряда с острия во время гроз дает существенные дополнительные характеристики протекания грозовых процессов в условиях различной географической среды.



## Глава VIII

### ЭЛЕКТРИЧЕСТВО ГРОЗОВЫХ ОСАДКОВ

Первые измерения электрических свойств осадков были осуществлены Эльстером и Гейтелем. После них электрические свойства осадков в сопоставлении с различными метеорологическими факторами изучали Вейс, Герат, Гердиен, Берндт, Келер, Кольрауш, Симпсон, Банерджи и Лель, Гшвенд, Шиндельхауэр и др.<sup>121a</sup>. Особо следует отметить работы Гшвенда и Банерджи и Леля, которые первыми приступили к измерению заряда отдельных капель осадков. В последнее время большой вклад в изучение вопроса об электрических свойствах осадков сделан исследованиями Ганна<sup>127b,c</sup> и Чальмерса<sup>121b,c</sup> с сотрудниками, Федорова<sup>96b</sup> и Красногорской<sup>46</sup>. Ганну и Чальмерсу принадлежат большие заслуги в разработке методов по измерению удельного заряда капель (заряда на единицу массы).

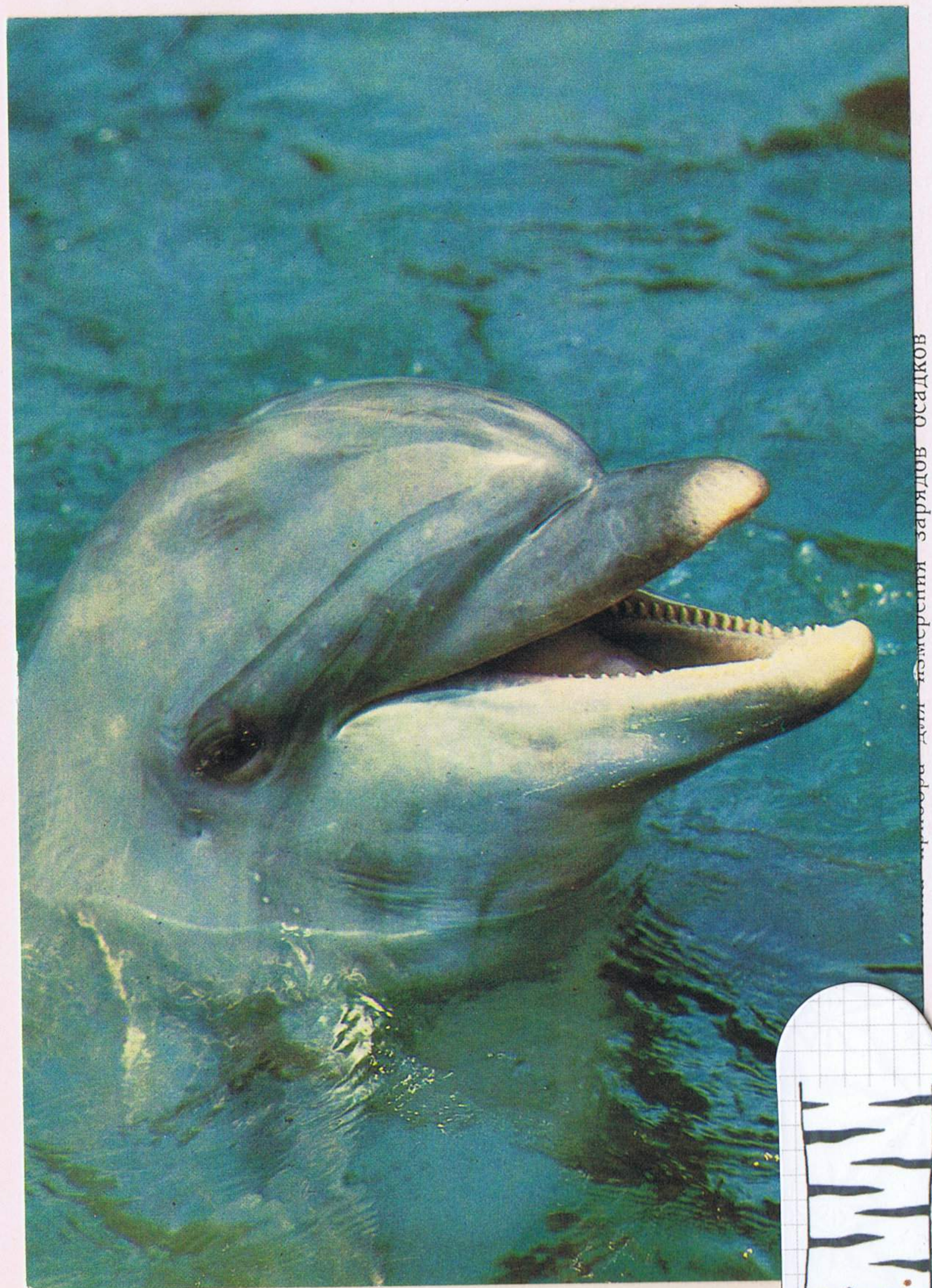
Как правило, суммарный заряд, поступающий с осадками на земную поверхность, имеет положительный знак. Однако в грозových дождях этот избыток положительного заряда сильно уменьшается. Согласно отдельным измерениям Гшвенда, в грозových дождях наблюдается равное количество капель обоих знаков, Чальмерс же отмечал даже небольшой избыток отрицательного заряда. Плотность тока осадков по порядку величины составляет  $10^{-14} - 10^{-13} \text{ А/см}^2$ , но при грозах доходит до  $10^{-12} - 10^{-11} \text{ А/см}^2$ . Снежинки

обычно несут к земле более значительный заряд, чем дождевые капли, поэтому ток осадков при снегопаде несколько превышает ток осадков при дожде. По измерениям Ганна<sup>127a</sup> заряд капель в грозových облаках не превышает 0,6 CGSE, средняя же величина заряда обычно заключается в пределах 0,1—0,3 CGSE. По мере приближения капель к земле их заряд уменьшается и у земной поверхности, согласно Чальмерсу, достигает величины  $\pm 9 \cdot 10^{-2} \text{ CGSE}$ . Федоров на основании своих измерений считает эти данные Чальмерса несколько завышенными. В осадках всех типов, и в особенности в грозových, средний отрицательный заряд на каплю всегда больше среднего положительного заряда. Кроме того, в грозových осадках капли, заряженные отрицательно, имеют большую массу в сравнении с положительно заряженными каплями. Ввиду наличия на каплях и снежинках, выпадающих из грозových облаков, значительного заряда нередко наблюдается коронирование их, особенно заметное при близости облаков к земной поверхности.

Для получения некоторых дополнительных сведений о грозových осадках летом 1958 г. в Минске нами были осуществлены параллельные измерения заряда и радиуса отдельных капель и суммарной плотности тока грозových осадков.

Использовавшийся для этой цели прибор состоит из трех отдельных каналов с выходом на самописцы, пишущие чернилами (фиг. 25). Каналы для измерения суммарного заряда осадков (интегратор) и для измерения зарядов отдельных капель построены по принципу усилителей постоянного тока с несущей частотой. Входной каскад канала для измерения заряда отдельных капель выполнен на двух электрометрических лампах типа 1Э1П, включенных на общую нагрузку. Первые сетки ламп питаются постоянным током напряжением 1 В. От генератора на эти сетки подается модулирующее напряжение с частотой 400 Hz. При этом модулирующее напряжение на сетке одной лампы сдвинуто по фазе на  $180^\circ$  по отношению к другой. В том случае, когда лампы имеют одинаковое усиление, напряжения переменной частоты на анодной нагрузке этих ламп вычитаются. Регулировка усиления ламп обеспечивается потенциометром в  $680 \Omega$ , с помощью которого меняется в небольших пределах напряжение постоянного тока на сетках (установка нуля). Вторые сетки ламп имеют потенциал — 4 В для уменьшения сеточных токов. Одна из ламп каскада находится в выносном датчике, вторая на основном шасси прибора (вынесение лампы осуществлено для уменьшения ее входной емкости). Входное сопротивление первой лампы состоит из 1 г и  $50 \text{ М}\Omega$ . Анодное напряжение каскада стабилизировано газовым стабилизатором СГ-2С.





Приемный сосуд для измерения зарядов осадков



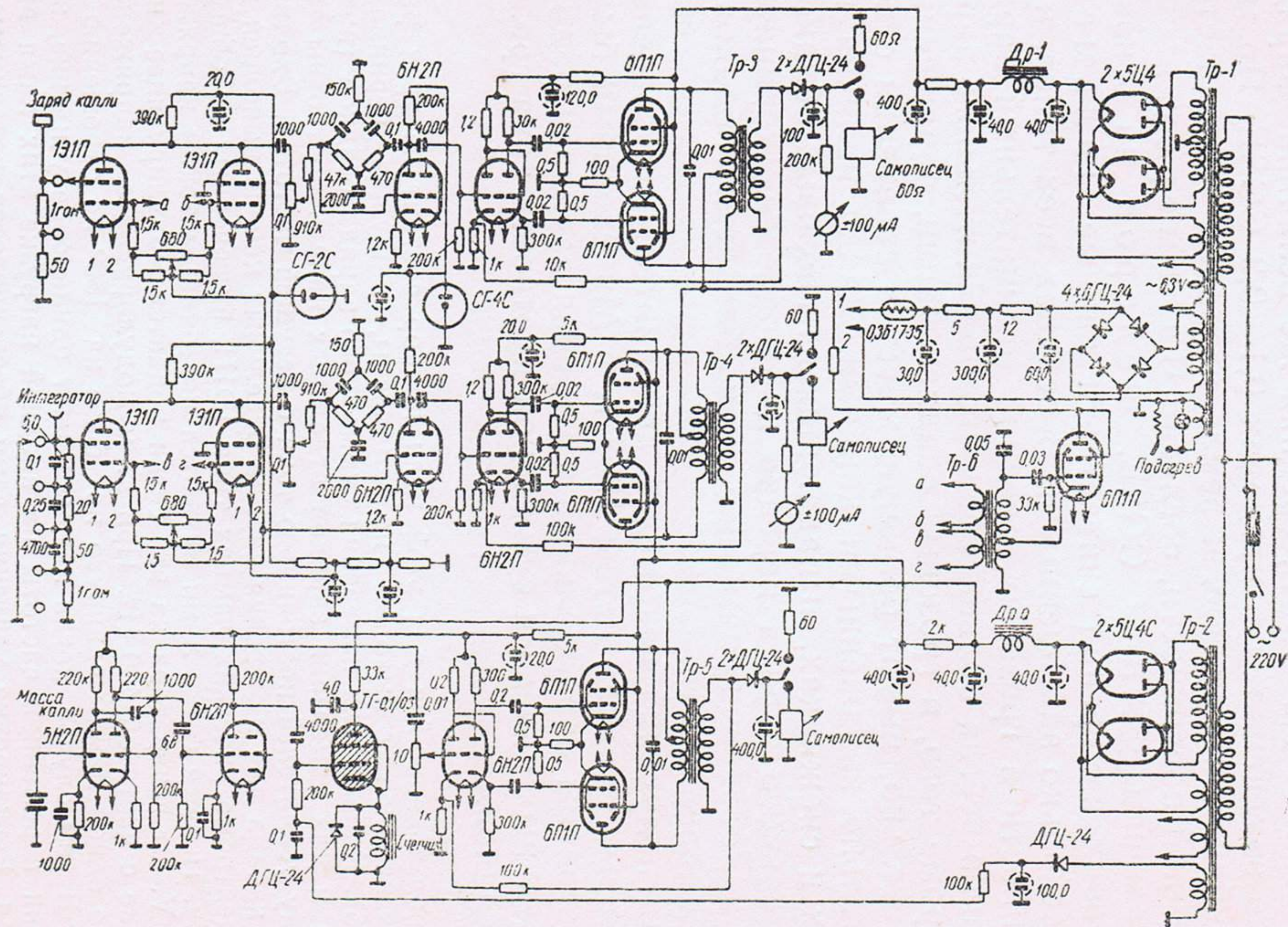
При поступлении на сетку вынесенной лампы заряда капли сетка приобретает некоторый потенциал, который обуславливает разбалансировку каскада пропорционально величине и знаку заряда капли. Для определения знака заряда капли каскад искусственно выводится из равновесия, на анодной нагрузке при этом появляется некоторое переменное напряжение. При одном знаке заряда капли разбалансировка увеличивается, при другом—уменьшается. Прирост или уменьшение разбалансировочного напряжения усиливается последующими каскадами и фиксируется самописцем. Для уменьшения влияния сетевых помех первый каскад усилителя сделан узкополосным. Следующий каскад усилителя является усилителем напряжения и фазоинвертором. Выходной каскад построен на двух лучевых тетрадах 6П1П и нагружен на трансформатор. Напряжение со вторичной обмотки трансформатора выпрямляется с помощью двух ДГЦ-24, включенных параллельно. Напряжение на выходе контролируется гальванометром и с помощью переключателя может подаваться либо на самописец с внутренним сопротивлением  $60 \Omega$ , либо на эквивалентное сопротивление.

Канал для измерения суммарного заряда осадков (интегратор) работает аналогично предыдущему каналу с той лишь разницей, что потенциал на второй сетке электрометрической лампы балансного каскада изменяется не за счет заряда капель, а за счет тока на входном сопротивлении. Для фиксации интегрального тока осадков входная цепь имеет некоторую постоянную времени за счет емкостей. Величина входного сопротивления меняется с помощью переключателя. Генератор несущей частоты 400 Hz построен на лучевом тетраде 6П1П по схеме индуктивной трехточки и имеет два отдельных выхода для питания входных балансных электрометрических каскадов. Накал электрометрических ламп осуществляется от выпрямителя и застabilизирован с помощью бареттора 0,3 Б 17-35.

Канал для измерения размеров капель построен на пяти лампах. Первая лампа 6Н2П служит усилителем напряжения импульсов, получаемых с пьезоэлектрического датчика. Электрические импульсы возникают при ударе капель о пьезокристалл. В дальнейшем эти импульсы усиливаются по напряжению и с выходного трансформатора усилителя мощности, построенного на двух лампах 6П1П, после выпрямления попадают на самописец. Радиус капли определяется по величине отклонения пера самописца. Для отсчета числа капель, попавших на датчик, применяется схема с импульсным электромеханическим счетчиком, построенная на лампе 6Н2П и тиратроне ТГ-01/03. Лампа 6Н2П служит предварительным усилителем напряжения импульсов. Импульс, снимаемый с анода усилителя, попадает на сетку тиратрона и открывает его, а протекающий через тиратрон ток вызывает срабатывание счетчика. Для предупреждения зажигания тиратрона напряжением, возникающим в обмотке счетчика при резком запираании тиратрона, параллельно обмотке счетчика включен диод ДГЦ-24. Питание всей схемы осуществляется от двух отдельных выпрямителей на четырех кенотронах 5Ц4С.

Приемный сосуд канала для измерения заряда отдельных капель состоит из двух коаксиальных цилиндров с конической насадкой в верхней части (внутренний цилиндр электрически изолирован от внешнего). Высота внешнего цилиндра 12 см, диаметр его приемного отверстия 2 см, диаметр приемного отверстия внутреннего цилиндра 2,4 см. Коническая насадка в верхней части приемного цилиндра позволяет захватывать во внутренний цилиндр капли, па-





Фиг. 25. Схема прибора для измерения зарядов осадков



дающие вертикально и под углом к вертикали вплоть до  $60^\circ$ . Приемником зарядов капель является внутренний цилиндр. Во внутреннем же цилиндре находится пьезокристалл, с помощью которого определяются размеры капель. Приемный сосуд канала для измерения тока осадков имеет диаметр приемной поверхности 10 см и защищен от непосредственного влияния электрического поля грозовых облаков алюминиевым охранным кольцом высотой 10 см. Для уменьшения разбрызгивания поступающих капель приемная пластина этого канала покрыта латунной сеткой, которая по периферии припаяна к приемной пластине.

Канал для измерения заряда отдельных капель градуировался по водяным каплям заданного радиуса, отрывавшимся от капельницы, которая находилась в соединении с источником постоянного напряжения. С помощью дробинки, падающей с определенной высоты на пьезоэлектрический датчик, производилась градуировка канала для определения радиуса отдельных капель. При этом фиксировалось показание самописца, соответствующее падению дробинки определенной массы с заданной высоты, и определялась поступающая на пьезокристалл энергия.

Из лабораторных опытов было установлено, что после разгона свободно падающих капель до определенной скорости дальнейшее их движение совершалось равномерно. В предположении установившегося равномерного движения капель дождя при их приближении к земной поверхности для зависимости энергии капель  $E$  от радиуса  $r$  будем иметь:

$$E = \frac{8}{243} \cdot \frac{\pi \rho^3 g^2}{\eta^2} r^7, \quad (73)$$

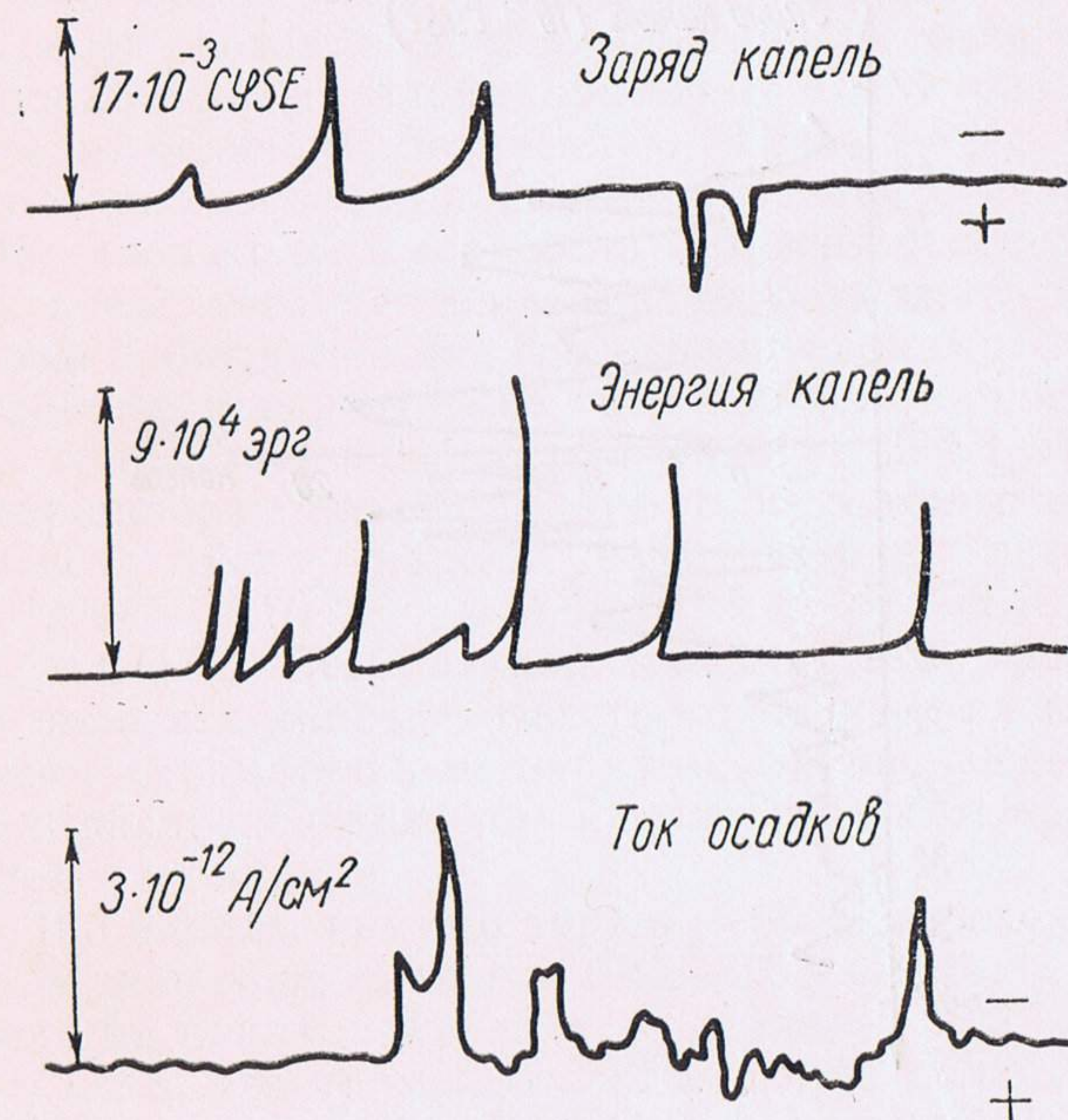
где  $\rho$  — плотность вещества капли;  
 $g$  — ускорение силы тяжести;  
 $\eta$  — коэффициент вязкости воздуха;  
 $r$  — радиус капли.

По этой формуле и определялись размеры капель.

Сравнение описанного метода определения размеров капель с методом отпечатков на фильтровальной бумаге показало вполне удовлетворительное их согласие. Градуировка канала для измерения тока осадков осуществлялась подачей контрольного напряжения на входное сопротивление канала. Описанный нами прибор позволял фиксировать радиус капель в диапазоне 0,47–0,63 мм и заряд обоих знаков в диапазоне  $2 \cdot 10^{-3}$ – $3,9 \cdot 10^{-2}$  CGSE. Ток осадков мог измеряться в пределах  $\pm 3 \cdot 10^{-12}$  А/см<sup>2</sup>. Ошибка в измерении заряда и радиуса капель не превышала 2%, в измерении тока осадков — 7%. Однако за счет турбулентности воздуха ошибки в

измерении заряда и радиуса капель могут возрасти до 15%. На фиг. 26 приведен образец записи прибора.

Всего за лето 1958 г. нами было зарегистрировано 10 гроз, 6 из которых имели длительность более 30 мин. Большая часть зарегистрированных гроз характеризовалась высокой интенсивностью осадков (в верхнем пределе до 3,1 мм/мин), у двух кратковременных гроз ин-

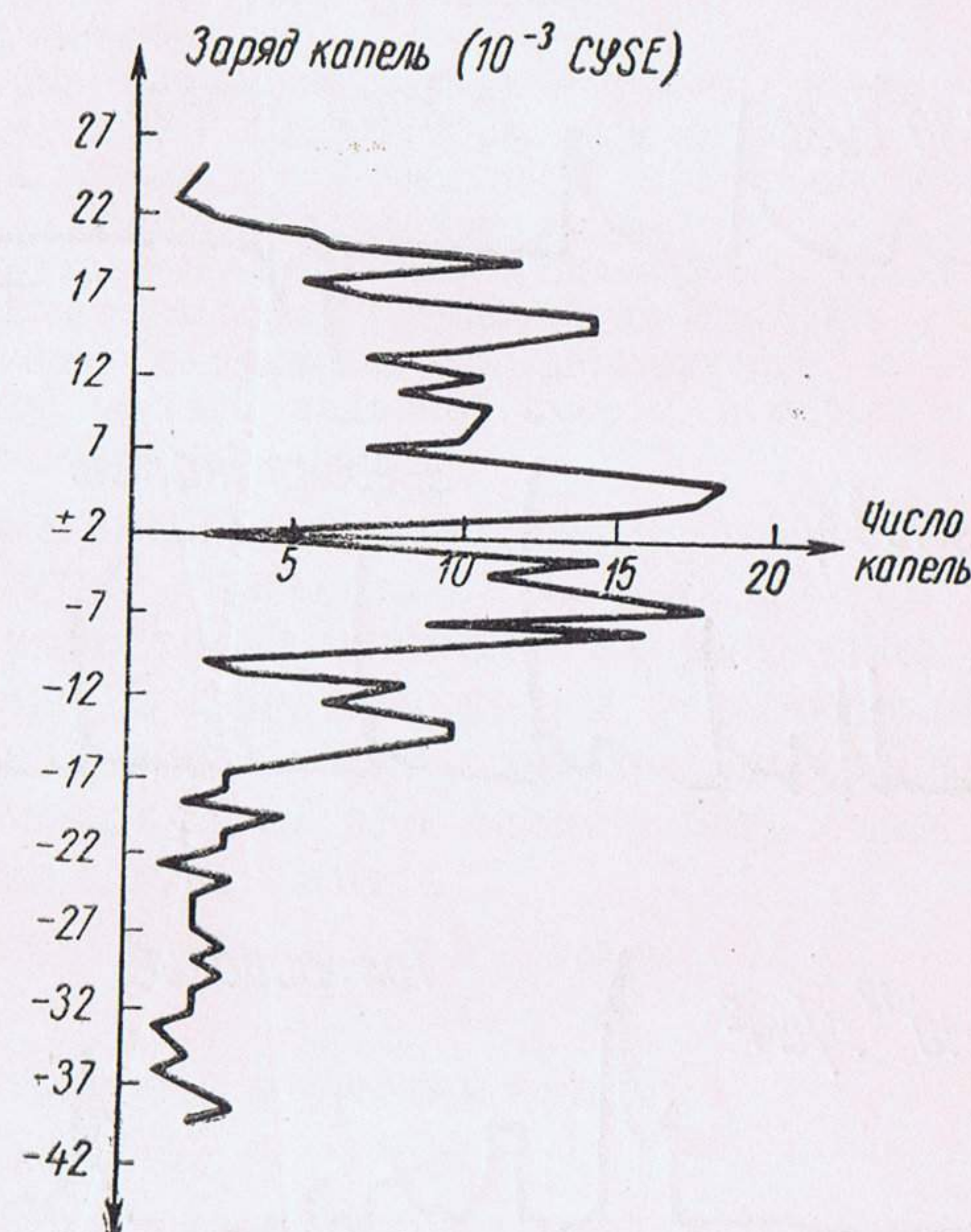


Фиг. 26. Образец синхронной записи характеристик грозового дождя

тенсивность осадков была равна 0,5 мм/мин. Ток осадков при грозах в основном был отрицательным, хотя в начале и в конце грозы он обычно имел небольшую положительную величину. При прохождении над местом наблюдения центра грозы ток осадков часто менял величину и знак, оставаясь преимущественно отрицательным. При этом кратковременные броски тока в область отрицательных значений достигали  $-3 \cdot 10^{-12}$  А/см<sup>2</sup>. Средняя частота попадания капель в приемный сосуд канала для измерения заряда отдельных капель меня-



лась при грозах различной интенсивности от 6,9 до 1 в минуту, максимальная же частота достигала 1,7 в секунду. Частота перемен знака заряда не превосходила 0,8 в секунду. За период измерений в приемный сосуд канала для измерения заряда отдельных капель поступило 448 положительных капель и 534 отрицательных. В одной из кратковременных гроз положительно заря-



Фиг. 27. Пример распределения заряда по каплям в грозном дожде 22.VI 1958 г. в Минске

женных капель не было зарегистрировано вообще. В 6 грозах из 10 количество отрицательно заряженных капель превышало количество заряженных положительно. Для отрицательно заряженных капель средний заряд на каплю составлял  $\approx -0,02$  CGSE, для положительных  $\approx +0,013$  CGSE. Поступивший в приемный сосуд канала для измерения заряда капель за весь период измерений нескомпенсированный отрицательный заряд был равен  $-1988 \cdot 10^{-3}$  CGSE, положительный же имел величину

$+971 \cdot 10^{-3}$  CGSE. Цифры эти были получены следующим образом. Величины принесенных каплями зарядов были разбиты на группы. Для каждой группы зарядов данного знака определялся итоговый заряд, итоговые заряды противоположных знаков в каждой группе вычитались и результаты вычитания суммировались раздельно в зависимости от знака заряда. Таким образом удалось выяснить, что отрицательный заряд в исследованных нами грозных осадках превышал соответствующий положительный заряд примерно в два раза. Это превосходит величину, полученную Чальмерсом<sup>121a</sup>. Некоторое расхождение наших результатов с результатами Чальмерса, возможно, объясняется тем, что выводы последнего основаны на недостаточно полной статистике наблюдений над грозными осадками. Фиг. 27 дает типичное распределение заряда по каплям для сильной грозы, имевшей место в Минске 22.VI 1958 г. Здесь обращает на себя внимание то обстоятельство, что наибольшее число капель имеет заряд, лежащий в области от  $+2 \cdot 10^{-3}$  до  $+10 \cdot 10^{-3}$  и от  $-2 \cdot 10^{-3}$  до  $-10 \cdot 10^{-3}$  CGSE. Весьма характерным для грозных дождей является наличие известного количества капель с большим отрицательным зарядом, нарушающее симметрию в распределении по каплям положительного и отрицательного заряда.

Для 100 капель, помимо заряда, был определен их радиус. В диапазоне радиусов 0,47—0,63 мм максимальный заряд на каплю изменялся в пределах  $2,2 \cdot 10^{-2}$ — $3,9 \cdot 10^{-2}$  CGSE, что примерно соответствует полю на поверхности капли порядка 0,1 CGSE. Бóльший максимальный заряд соответствовал каплям бóльшего размера. С помощью пьезоэлектрического датчика нами было зарегистрировано немалое число капель, имевших иногда довольно значительную массу, но не имевших заряда или имевших такой заряд, который лежал за пределами чувствительности прибора.

При изучении грозных осадков мы одновременно осуществляли параллельную регистрацию тока с острия. Для этого использовался прибор, описанный в гл. VII. При прохождении гроз ток с острия часто менял величину и знак, но в итоге всегда был преимущественно положительным. Качественное сопоставление результирующего знака тока с острия и заряда грозных осадков



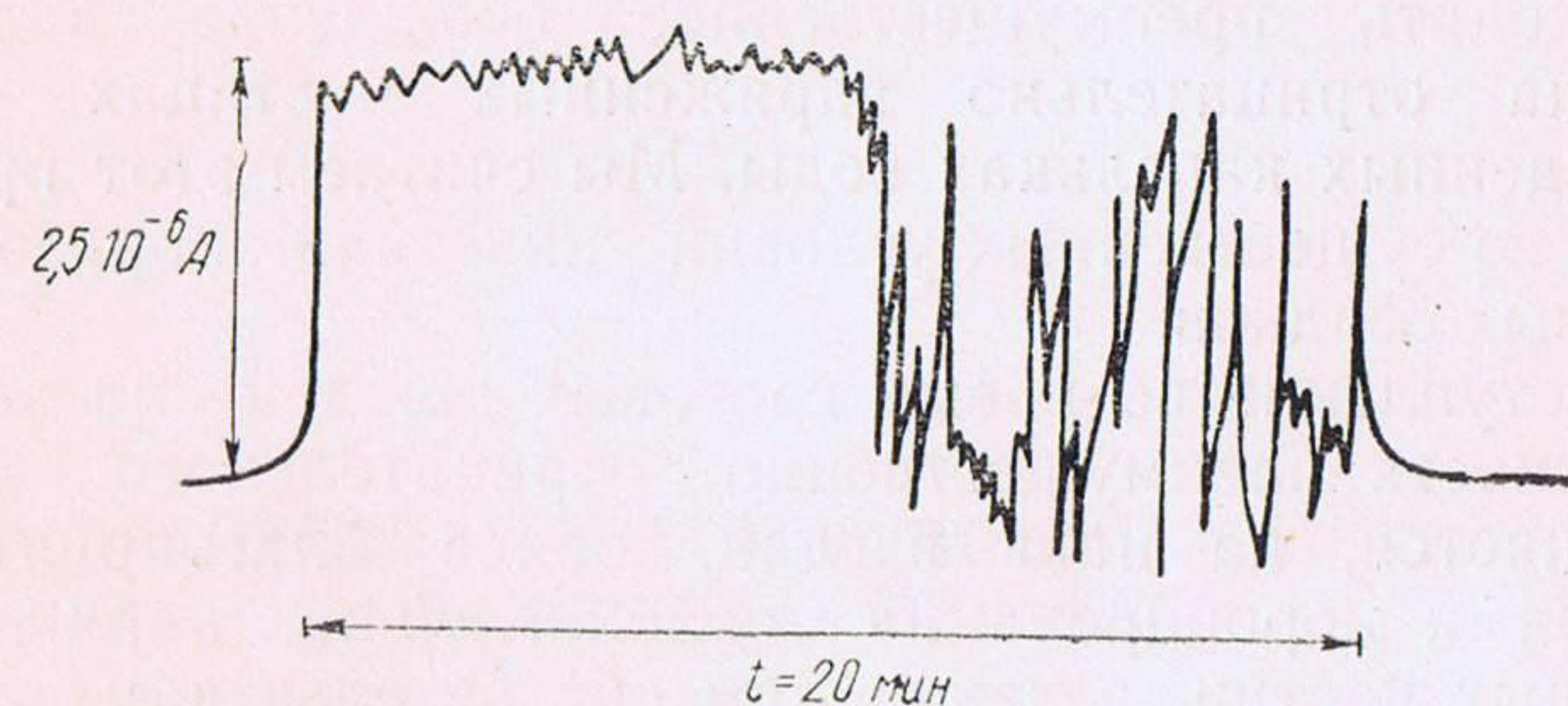
подтверждает выводы Чальмерса<sup>121b,c</sup> о том, что ток с острия и заряд грозových осадков противоположны по знаку.

Из наших измерений следует, что при сильных грозах к земной поверхности с осадками поступает более значительный отрицательный заряд, чем принималось до сих пор. Распределение заряда по каплям в грозových осадках является асимметричным за счет наличия на известном количестве капель больших отрицательных зарядов, чего не наблюдается для капель, заряженных положительно.

Для выявления связи между электрическим полем грозových облаков и образованием осадков нами были осуществлены следующие опыты. На изолирующей подставке из плексигласа были установлены два острия, сделанные из швейных иголок. С помощью штанги эта подставка была укреплена на открытом воздухе на расстоянии 0,5 м от стены каменного дома на уровне его второго этажа. В большинстве случаев на один из электродов разрядного промежутка подавалось положительное напряжение в 9 kV, второй же электрод присоединялся к заземлению. В четырех опытах на оба электрода подавались равные напряжения противоположных знаков, так что в общей сумме разность потенциалов не превосходила 10 kV. В зависимости от подаваемого на электроды напряжения (4,5—10 kV) длина разрядного промежутка между остриями изменялась от 12 до 16 мм. Перед началом опыта под остриями устанавливался стаканчик с нагретой до кипения водопроводной водой, после чего электроды присоединялись к источнику напряжения. При температуре воздуха в пределах от  $-10$  до  $-12^{\circ}\text{C}$  на нулевом электроде сначала отлагалась вода, которая затем быстро замерзала и превращалась в гладкий лед, после чего на поверхности льда начиналось инееобразование. Когда температура воздуха опускалась ниже  $-15^{\circ}\text{C}$ , на нулевом электроде происходило обильное образование пушистого инея. В обоих случаях на положительном электроде отложений воды и инея или не наблюдалось совсем, или они были незначительны (фиг. 28\*). Такая же картина отложений наблюдалась и при подаче на оба электрода равных напряжений противоположных знаков: на положительном электроде лед не осаждался. После включения установки под напряжение через электрод, на котором происходило осаждение, проходил ток до  $2,5 \cdot 10^{-6}$  А, начинавший уменьшаться в величине и флуктуировать с момента осаждения на электроде достаточно плотного слоя инея (фиг. 29). Измерения и запись тока производились нами с помощью прибора, описанного в гл. VII настоящей работы. Всего было поставлено на открытом воздухе 25 опытов по электроосаждению льда. Средняя длительность большинства опытов составляла 20 мин, крайние же ее значения в зависимости от температуры воздуха менялись от 5 до 50 мин. Все опыты ставились при ясной погоде с температурой воздуха в диапазоне от  $-10$  до  $-20^{\circ}\text{C}$ . Наиболее обильно и быстро электроосаждение льда происходило при самых низких температурах диапазона. На-

пряжение на электродах в ходе опытов контролировалось киловольтметром.

На расстоянии 10 см от основных электродов на плексигласовой подставке уединенно был установлен не участвовавший в разряде отдельный нулевой электрод, заканчивавшийся ориентированным в горизонтальном направлении острием. По устройству этот электрод был подобен основным электродам разрядного промежутка, но его соединение с землей было осуществлено отдельным проводом.



Фиг. 29. Ток через осадительный электрод при температуре воздуха  $-14^{\circ}\text{C}$ . Шкала тока и времени равномерная. Длительность опыта 20 мин

Острие было ориентировано в сторону от разрядного промежутка. Вблизи электрода перед началом опыта также ставился стаканчик с нагретой до кипения водой. Во всех опытах на этом отдельном нулевом электроде отложений воды и льда или не было совершенно, или они были столь незначительны, как и на положительном электроде разрядного промежутка.

Чтобы выяснить, не является ли причиной отложения льда на нулевом электроде разрядного промежутка положительный объемный заряд приземного слоя воздуха, мы провели несколько опытов по электроосаждению льда в домашнем холодильнике и под железобетонным навесом на крыше четырехэтажного дома. Все отмеченные ранее особенности осаждения льда полностью сохранялись и в этом случае. Далее мы решили сопоставить наши опыты с электроосаждением сажки. Для этого в разрядный промежуток вводилось пламя керосиновой горелки (при этом расстояние между остриями увеличивалось, чтобы дать место пламени и одновременно сохранить условия коронного разряда). Когда нулевой электрод находился в нижней части пламени, на нем наблюдалось весьма обильное отложение сажки, положительный же электрод в подобных условиях лишь слегка закапчивался с поверхности.

Описанные выше опыты говорят о том, что причиной преимущественного отложения инея или сажки на нулевом электроде является свойство коронного разряда при давлении воздуха, близком к атмосферному, начинаться при меньшем напряжении на положительном электроде.



В наших условиях опыта молекулы водяного пара заряжались во внешней области положительной короны и направлялись далее электрическим полем на осадительный электрод. Подобный процесс, по нашему мнению, может иметь место и в переохлажденной зоне грозových облаков: при интенсивном коронном разряде между противоположно заряженными частицами облаков должно происходить преимущественное осаждение водяного пара на отрицательно заряженных частицах — переохлажденных капельках воды. Мы считаем этот процесс одним из существенных условий кинетики образования грозových осадков.

Поступление во время грозových дождей на земную поверхность преимущественно отрицательного заряда объясняется, на наш взгляд, более благоприятными условиями коронирования положительно заряженных облачных частиц, а также тем обстоятельством, что положительно заряженные частицы осадков выпадают преимущественно из верхней части облака и при своем движении через его нижнюю часть, заряженную отрицательно, участвуют в процессах нейтрализации и перезарядки.

## Глава IX

### ДРОБЛЕНИЕ И СТОЛКНОВЕНИЕ КАПЕЛЬ В ГРОЗОВЫХ ОБЛАКАХ

Насколько нам известно, кинетика разбрызгивания капель в воздушном потоке наиболее обстоятельно исследовалась Хошвендером<sup>135</sup>, который установил, что перед разбрызгиванием капля деформируется, несколько вытягиваясь в направлении воздушного потока, затем верхняя часть вытянувшейся таким образом капли подвергается распылению, и в окончательной стадии разбрызгиванию подвергается нижняя часть капли, приобретающая после распыления верхней части форму замкнутого водяного пояска.

Для более детального выяснения кинетики этого явления автором были проведены опыты по разбрызгиванию капель воды радиусом 2,7—3 мм в воздушном потоке скоростью 8 м/сек. Создававшийся вентилятором воздушный поток выходил из цилиндрической трубы диаметром 4 см. С помощью кинокамеры была осуществлена съемка процесса со скоростью 25, 47 и 1500 кадров в секунду. Было зафиксировано 160 актов разбрызгивания капель при скорости съемки 25 и 47 кадров в секунду. Полученные фотографии показывают, что в 152 из 160 случаев капли разбрызгивались не по Хошвендеру. В 152 случаях капли попадали в разрушающий их воздушный поток, уже предварительно претерпев те или иные неправильные изменения формы, исключавшие возможность их разбрызгивания по Хошвендеру. При этом до разбрызгивания капли сильно вытягивались в направлении воздушного потока, затем сжимались, в результате чего на каплях появлялись отдельные неправильной формы выпуклости, и, наконец, разрушались<sup>70</sup>. Полностью весь этот процесс хорошо заметен при скорости съемки 47 кадров в секунду (фиг. 30\*, а). При скорости съемки 25 кадров в секунду не все указанные фазы процесса прослеживаются. Иногда во второй стадии, при сжатии, капли до разрушения выбрасывали отдельные тонкие водяные нити, само же разрушение капель происходило несколько



позднее. Кроме того, в 27 случаях капли, претерпев неправильные изменения формы до попадания в критический воздушный поток, распадались без распыления. Водяные нити на всех фотографиях, вероятно, представляют собой последовательность капель, имеющих вид струи только ввиду сравнительно небольшой скорости съемки. Более полную картину кинетики разбрызгивания капель в воздушном потоке дала киносъемка со скоростью 1500 кадров в секунду (фиг. 30\*, з). Ввиду малого поля зрения киноаппарата процесс был зарегистрирован лишь в его второй стадии, когда на капле под действием воздушного потока уже началось образование «шляпки». Разрыв тонкой пленки «шляпки» происходит сразу в нескольких местах, и в конечной стадии разрушения капли образуется водяной каркас, который в дальнейшем может выродиться в водяной пояс. На приводимых фотографиях обращает на себя внимание очень большое увеличение поверхности капли при выдувании из нее «шляпки» (съемка капель происходила с фиксированного расстояния). Разбрызгивание всегда начиналось с разрыва тонкой водяной пленки, выдувавшейся на теле капли воздушным потоком (чаще всего в центре)<sup>7к</sup>.

Для выяснения влияния на капли вертикального электрического поля нами была осуществлена киносъемка выхода капель радиусом 2,7—3 мм из капилляра с внутренним диаметром 1 мм (фиг. 31\*). В качестве источника поля использовалась электростатическая машина, один электрод которой вводился в верхнюю часть капилляра, а другой присоединялся к водной поверхности под капилляром, на которую опускались капли<sup>7м</sup>. Съемка процесса выхода капель из капилляра с полем и без поля проводилась со скоростью 200 кадров в секунду. В обоих случаях все прочие условия опыта, за исключением влияния поля, были одинаковы.

Из приводимых фотографий видно, что под действием поля из капилляра вытягивался поток воды с заострением на конце, который затем начинал дробиться в своей средней части. При этом образовывались капли, значительно меньшие по размерам, чем в отсутствии поля.

При более значительных полях капли, согласно опытам Мекки<sup>139</sup>, должны вытягиваться в тонкие жгуты и, начиная с хвоста, распадаться на множество мелких капель.

Разбрызгивание заряженных капель в грозовых облаках может иметь следствием значительное локальное изменение энергии в облаке. Перераспределение заряда при дроблении капель ведет к выделению энергии, увеличение же общей поверхности капель требует затраты энергии. Как показывает расчет, последний процесс является определяющим. Рассмотрим сначала изменение энергии, связанное с перераспределением заряда с большой капли на множество мелких.

Электрическая энергия капли радиусом  $r$ , заряженной до потенциала  $\varphi$ , равна<sup>115</sup>

$$E = \frac{1}{2} \varphi^2 r. \quad (74)$$

Суммарная электрическая энергия  $n$  одинаковых капель, получившихся в результате разбрызгивания одной большой капли, будет определяться уравнением

$$\sum E_n = \frac{1}{2} \varphi_n^2 \sum C_n, \quad (75)$$

где  $\varphi_n$  и  $C_n$  — соответственно потенциал и емкость  $n$ -ой уединенной капли;

$E_n$  — ее энергия.

Заряд и потенциал каждой из  $n$  капель равен

$$e_n = \frac{e}{n}; \quad (76)$$

$$\varphi_n = \frac{e_n}{r_n}. \quad (77)$$

Радиус капель до и после распыления определится из условия

$$\frac{4}{3} \pi r^3 = \frac{4}{3} \pi r_n^3 n, \quad (78)$$

откуда

$$\frac{r_n}{r} = n^{-\frac{1}{3}}. \quad (79)$$

Очевидно, что

$$\sum C_n = n r_n = r n^{\frac{2}{3}}. \quad (80)$$

Используя уравнения (76) и (80) в выражении (77), получим

$$\varphi_n = \varphi \cdot n^{-\frac{2}{3}}. \quad (81)$$

Подставляя  $\sum C_n$  и  $\varphi_n$  из уравнений (80) и (81) в формулу (75), будем иметь:

$$\sum E_n = \frac{1}{2} \varphi^2 r n^{-\frac{2}{3}}, \quad (82)$$

откуда для изменения электрической потенциальной энергии получим окончательно

$$\Delta E = E - \sum E_n = \frac{1}{2} \varphi^2 r \left( 1 - n^{-\frac{2}{3}} \right). \quad (83)$$

Рассмотрим теперь изменение энергии, связанное с увеличением поверхности при распылении большой заряженной капли на  $n$  мелких.



Пусть поверхностная плотность заряда на капле равна

$$\sigma = \frac{e}{4\pi r^2}. \quad (84)$$

Заменяя  $e$  через произведение  $\varphi r$ , получим

$$\sigma = \frac{\varphi}{4\pi r}. \quad (85)$$

Тогда электростатическое давление на поверхности капли примет вид

$$P = 2\pi\sigma^2 = \frac{\varphi^2}{8\pi r^2}. \quad (86)$$

Капиллярное давление на поверхности капли с учетом ее заряда будет равно

$$\frac{2\alpha'}{r} = \frac{2\alpha}{r} - \frac{\varphi^2}{8\pi r^2}, \quad (87)$$

где  $\alpha$  и  $\alpha'$  — поверхностное натяжение соответственно нейтральной и заряженной капель.

Поверхностная энергия заряженной капли до распыления равна

$$E' = \left(\alpha - \frac{\varphi^2}{16\pi r}\right) 4\pi r^2 = \alpha' 4\pi r^2. \quad (88)$$

Суммарная поверхностная энергия  $n$  малых заряженных капель, образовавшихся после распыления большой капли, будет равна

$$\sum E'_n = \left(\alpha - \frac{\varphi_n^2}{16\pi r_n}\right) 4\pi r_n^2 n. \quad (89)$$

Подставляя в уравнение (89) вместо  $\varphi_n$  и  $r_n$  их значения из выражений (82) и (79), получим

$$\sum E'_n = \left(\alpha - \frac{\varphi^2}{16\pi r n}\right) 4\pi r^2 n^{\frac{1}{3}}, \quad (90)$$

откуда изменение поверхностной энергии  $\delta E'$  при распылении большой капли на  $n$  мелких примет вид

$$\delta E' = -4\pi r^2 \sigma \left(n^{\frac{1}{3}} - 1\right). \quad (91)$$

Знак минус в уравнении (91) указывает, что для осуществления процесса распыления капли необходима

затрата энергии. Результирующее изменение энергии при распылении большой капли на  $n$  мелких будет равно

$$\Phi = -4\pi r^2 \sigma \left(n^{\frac{1}{3}} - 1\right) + \frac{\varphi^2 r}{4} \left(1 - n^{-\frac{2}{3}}\right). \quad (92)$$

Исходя из этого известного в физической химии результата<sup>115</sup>, обратимся к выяснению условий наиболее эффективного изменения энергии при распылении. Для этого определим максимум от выражения (92), продифференцировав его по  $r$ :

$$\frac{d\Phi}{dr} = -8\pi r \sigma \left(n^{\frac{1}{3}} - 1\right) + \frac{\varphi^2}{4} \left(1 - n^{-\frac{2}{3}}\right) = 0. \quad (93)$$

Из уравнения (93) найдем

$$r_m = \frac{1}{32\pi} \cdot \frac{\varphi^2}{\sigma} \cdot \frac{n^{\frac{1}{3}} + 1}{n^{\frac{2}{3}}}. \quad (94)$$

Подставляя  $r_m$  в выражение (92), окончательно получим

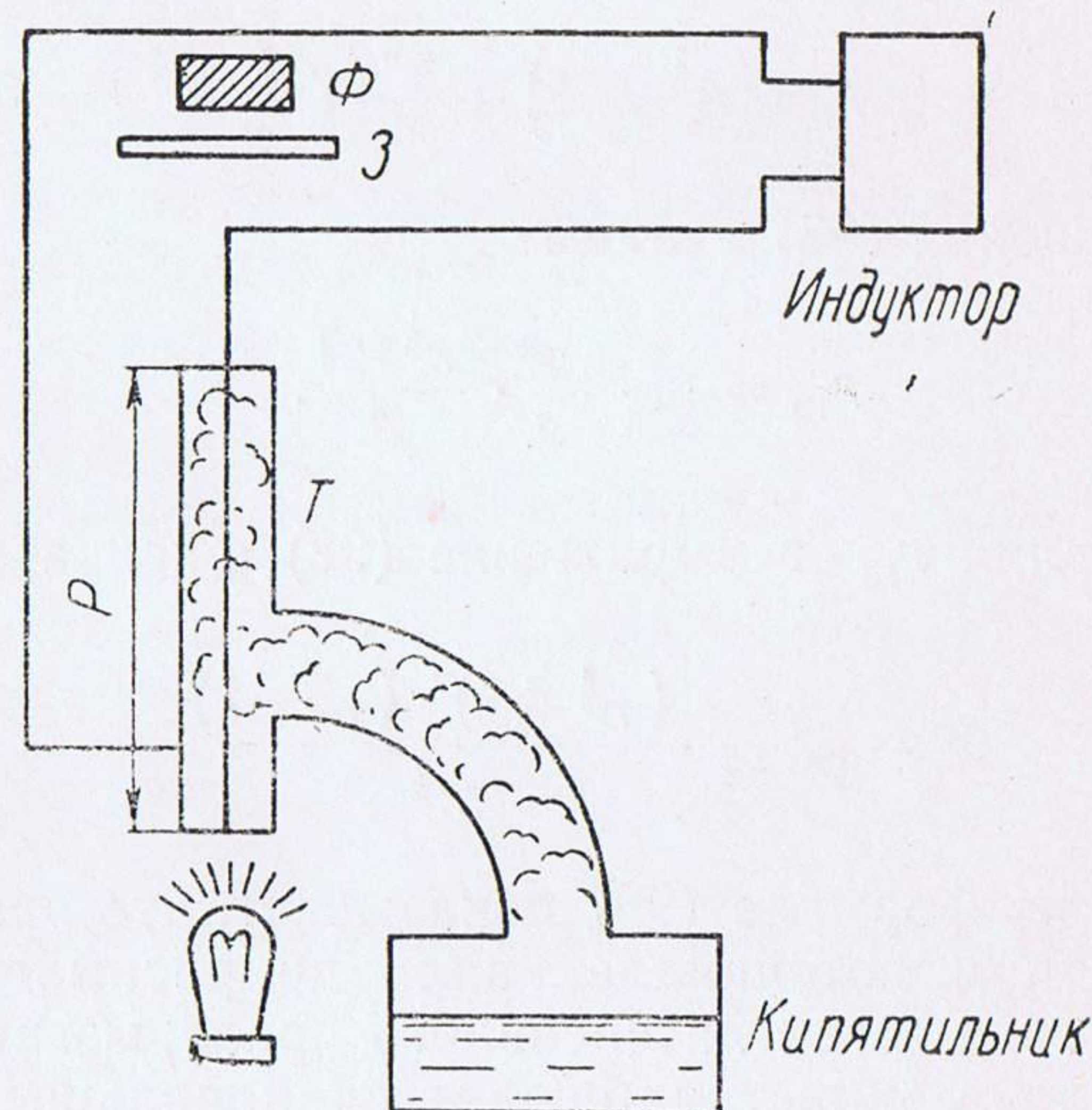
$$\Phi = \frac{\varphi^4}{256\pi\sigma} \cdot \frac{(n^{\frac{1}{3}} + 1)^2 \cdot (n^{\frac{1}{3}} - 1)}{n^{\frac{4}{3}}}. \quad (95)$$

Расчет по формуле (95) показывает, что при  $n=64$  и предразрядном потенциале капли до распыления, равном 10 kV, в местах интенсивного разбрызгивания капель в облаке может наблюдаться локальное понижение температуры порядка одного—двух градусов, что иногда может повлиять на характер конвекции.

Как известно, спектральный состав света пасмурного неба при условии достаточно большой оптической толщины облаков приблизительно идентичен со спектральным составом света, падающего на горизонтальную земную поверхность при ясной погоде от солнца и неба<sup>104</sup>. Это обстоятельство указывает на примерно одинаковую передачу облачным слоем всех длин волн видимого участка спектра и обуславливает серый цвет облаков. Однако, как установил Шаронов<sup>104</sup>, неизменность спектрального состава проходящей через облако радиации характерна только для горизонтальной поверхности. На иным образом ориентированные поверхности приходится освещенность слегка измененного спектрального



состава, благодаря чему в отдельных облаках значительной вертикальной протяженности наблюдается появление сложных цветных оттенков. Леонардо да Винчи<sup>51</sup> объяснял окраску облаков как результат одновременного психофизиологического яркостного или цветового контраста. Он считал, что облако нужно изображать на картине тем более красным, чем оно ближе к горизонту, а облако, находящееся под луною, должно быть темнее других, более удаленных облаков. Обе

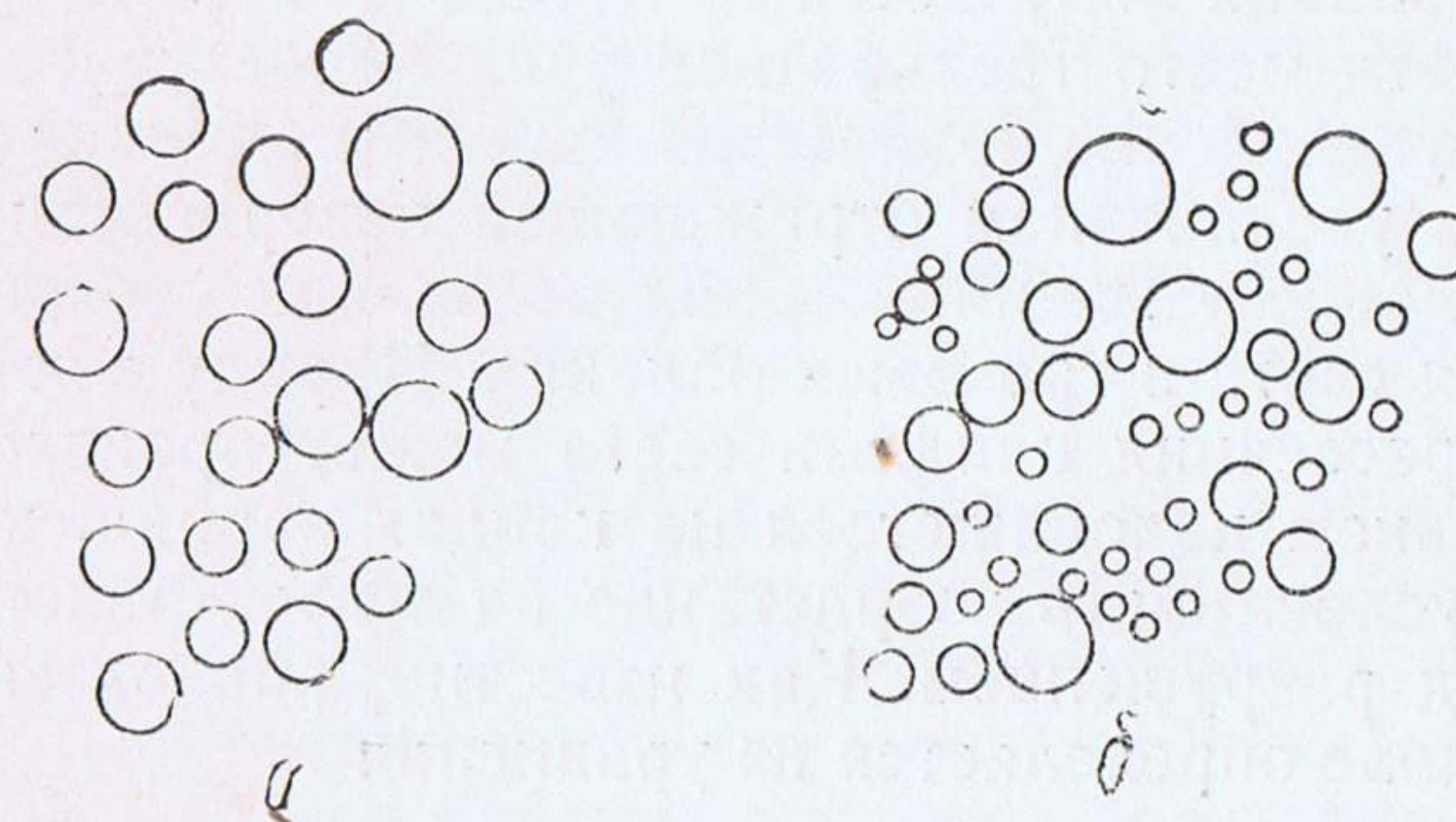


Фиг. 32. Установка для наблюдения усиления рассеяния света капельно-паровой струей под действием электрического поля

точки зрения (Леонардо да Винчи и Шаронова) каждая по своему достаточно убедительно объясняют, почему светлые объекты, более яркие, чем фон, на котором они проецируются, имеют желтоватый и иногда даже красноватый оттенки, а объекты более темные, чем фон, приобретают синеватый оттенок. Так объясняется посинение нижней кромки грозовой облачности. Вместе с тем в результате опытов Гельмгольца<sup>25</sup> установлено, что при электризации капельно-паровой струи происходит значительное ее потемнение. Это положение по-

лучило в дальнейшем подтверждение и развитие в опытах Гезехуса<sup>25</sup>. Темный вид грозовой облачности Гезехус объяснял как результат воздействия на среду сильных электрических полей, так как известно, что мутность аэроколлоидной системы возрастает при увеличении степени дисперсности составляющих ее частиц.

Для оценки увеличения мутности капельно-паровой струи под действием электрического поля автором был поставлен следующий опыт (фиг. 32). Вдоль оси металлической трубы Т с внутренним диаметром 2 см и высотой рабочей части Р 47 см был закреплен коронирующий электрод в виде медной проволоки диаметром 0,8 мм.



Фиг. 33. Проба капель, взятая: а—без воздействия, б—при воздействии электрического поля на капельную среду. Увеличено в 900 раз

У основания трубы был установлен источник света, который посылал через нее свет на фотоэлемент Ф, прикрытый от воздействия влаги защитным стеклом З. Выходившая из бака капельно-паровая струя проходила затем через трубу и у вершины ее выходила в окружающее пространство. Высокое напряжение подавалось на коронирующий электрод от небольшой индукционной спирали с искровым промежутком 1,3 см.

Фотоэлемент при воздействии на капельно-паровую струю электрического поля фиксировал меньшую освещенность, чем без этого воздействия. Уменьшение освещенности составляло около 11%. Пробы капель, взятые из капельно-паровой струи на масляную поверхность, показали (фиг. 33), что под действием электрического поля в струе происходит дробление капель<sup>73</sup>.

Для расчета увеличения поверхности при дроблении капель обозначим радиус подвергающейся разбрызгиванию большой капли через  $R$ . Пусть при разбрызгивании вместо большой капли образуется  $n$  одинаковых малых



капель радиусом  $r$ . Число малых капель  $n$  получим из условия

$$\frac{4}{3} \pi R^3 = \frac{4}{3} \pi r^3 n, \quad (96)$$

откуда

$$n = \frac{R^3}{r^3}. \quad (97)$$

Увеличение поверхности  $\Delta S$  будет равно

$$\Delta S = 4\pi (r^2 n - R^2) = 4\pi R^2 \left( \sqrt[3]{n-1} \right). \quad (98)$$

Если для примера положить, что при каждом акте разбрызгивания получается 64 малых капли, то при этом будет иметь место трехкратное увеличение поверхности. Быстрое увеличение количества капель в единице объема связано с увеличением отражающей поверхности и служит, по нашему мнению, одной из причин возрастания рассеяния света в грозových облаках. Наряду с этим увеличение рассеяния каплями света может происходить и под влиянием находящегося на каплях заряда, который будет обуславливать возрастание их эффективного сечения перед разрушением. Как известно, равновесный заряд на капле определяется из уравнения

$$2\pi\sigma^2 = \frac{2\alpha}{R_k}, \quad (99)$$

где  $\alpha$ —поверхностное натяжение;

$\sigma$ —плотность заряда на капле;

$R_k$ —критический радиус капли.

Так как под влиянием электрической силы  $P = -2\pi\sigma^2$ , начиная с некоторого предела, будет происходить увеличение объема капли, то коэффициент объемного расширения  $\beta$  определится следующим образом:

$$\beta = -\frac{dP}{dV} = \frac{4\pi\sigma d\sigma}{4\pi R^2 dR}, \quad (100)$$

или

$$\beta = \frac{\sigma d\sigma}{R^2 dR}. \quad (101)$$

Воспользовавшись последним уравнением, находим критический радиус капли перед разрушением по мере постепенного нарастания на ней плотности заряда  $\sigma$ :

$$\int_0^\sigma \frac{\sigma d\sigma}{\beta} = \int_R^{R_k} r^2 dr, \quad (102)$$

откуда окончательно получим

$$R_k^3 = R^3 + \frac{3}{2} \frac{\sigma^2}{\beta}, \quad (103)$$

т. е. критический радиус заряженной капли перед разрушением больше, чем радиус незаряженной капли.

Следует также отметить, что связанные с ионами в газе поляризационные силы укорачивают среднюю длину их свободного пробега. Прежде это приписывалось увеличению газокинетического радиуса ионов. В настоящее время установлено, что ионы движутся в газе в окружении статистического скопления молекул, которые расположены вблизи ионов плотнее, чем в остальной среде<sup>50</sup>. Молекулы, составляющие это скопление, в процессе движения ионов меняются, на смену одним приходят другие, но статистическое скопление молекул вблизи ионов остается. Наличие в среде таких скоплений молекул будет служить причиной некоторого увеличения рассеяния света.

Таким образом причиной темного вида нижней кромки грозových облаков может быть значительное рассеяние света, происходящее благодаря увеличению под влиянием электрического поля количества заряженных капель в единице объема, а также возрастание эффективного сечения заряженных капель перед их разрушением в электрическом поле грозových облаков. Помимо указанных причин, потемнение нижней кромки грозových облаков будет зависеть как от уплотнения среды вблизи ионов вследствие их поляризующего действия, так и от вертикальной мощности грозových облаков.

Многочисленными исследованиями Дерягина и его школы<sup>99</sup> установлено, что в пространстве между сталкивающимися водяными каплями образуется тонкая воздушная прослойка, препятствующая их слиянию. Аганин и Тверская<sup>92</sup> доказали существование диапазона скоростей сталкивающихся капель, в пределах которого не происходит их слияния. Однако вопрос о том, как происходит столкновение водяных капель в воздухе, до сих пор не привлекал внимания исследователей. Между тем этот вопрос имеет большое значение для характеристики капельной среды в облаках, особенно в грозových.

В связи с этим нами была осуществлена киносъемка



одного из случаев столкновения капель. Съемка осуществлялась со скоростью 1500 кадров в секунду. Полем съемки было место пересечения двух взаимно перпендикулярных струй, имевших скорость вытекания 2 м/сек и ориентированных соответственно к земле и по горизонту. При этом скорость горизонтальной струи в месте пересечения всегда была несколько большей. Сталкивавшиеся капли имели радиус порядка 3 мм.

Как показывают снимки, до контакта между собой капли были видны, но не находились еще в хорошо освещенном поле зрения, но с момента контакта они попадали в хорошо освещенное поле зрения, и происходящие с ними дальнейшие деформации четко прослеживались<sup>7Р</sup>. Наиболее типичные для этого процесса деформации капель представлены на фиг. 34\*. Из анализа снимков мы приходим к заключению, что при столкновении капель образуется кольцеобразный водяной пояс, в дальнейшем постепенно распадающийся. Для выяснения особенностей структуры этого пояса нами была осуществлена киносъемка со скоростью 1500 кадров в секунду процесса падения капель на плоскую поверхность жидкости. Оказалось, что под действием падающих капель поверхность жидкости разрывается и одновременно прогибается, а затем над ней возникает выброс воды, заканчивающийся у вершины иногда довольно симметричной формы пузырьком (фиг. 35\*). Через некоторое время выброс опускается, после чего может возникнуть второй незначительный выброс, и, наконец, водная поверхность успокаивается. Указанные два выброса возникают в результате кратковременного затухающего колебания водной поверхности под действием удара капли. С помощью цветных (чернильных) капель нам удалось установить, что от места удара капли о водную поверхность отходит цветное вихревое кольцо (из материала упавшей капли), распространяющееся на несколько сантиметров в глубь массы жидкости. Исходя из этого, мы приходим к выводу, что и образующийся в результате столкновения водяных капель в воздухе водяной пояс представляет собой не что иное, как водяное вихревое кольцо. Вихревое водяное кольцо из материала одной капли должно при этом пронизывать другую каплю. Результаты киносъемки падения капель на водную поверхность раскрывают кинетику образования пузырей. Пузыри образуют-

ся у вершины, как видно из фиг. 35\*, или реже на боковых отростках выброса воды, возникающего от падения капли на плоскую водную поверхность. Это подтверждает теорию Ленарда<sup>135</sup> и Френкеля<sup>98</sup> об электризации жидкостей при распылении за счет вырывания заряда из двойного слоя, простирающегося на некоторую глубину внутрь жидкости. Наиболее благоприятные условия для такой электризации возникают именно при разрушении пузырей.



## Глава X

### ГРОМ

Согласно староиндийским текстам, содержащимся в средневековых альманахах, из слышимости грома в старинные времена люди делали выводы о видах на урожай. В Вавилоне, например, за 300 лет до нашей эры существовали глиняные дощечки, на которых в числе прочих имелась следующая запись: «Если гром гремит в день новолуния, то урожай будет благоприятный и цены будут крепкие». После падения господства астрологии на Руси имели хождение книги предвещательного содержания, называвшиеся «громовниками». Происхождение «громовников» византийское: они были отголосками древней «науки» бронтологии, занимавшейся гаданиями по ударам грома (в России громовники были вытеснены печатным календарем в XVII в.). Любопытно отметить, что наши предки объясняли явление грома столкновением облаков, причем считали, что вначале происходит гром, а затем уже вспыхивает молния.

При разряде молнии на всем протяжении ее извилистого пути происходит очень быстрое нагревание столба газа до нескольких десятков тысяч градусов. И основной канал молнии, и все его многочисленные разветвления становятся источниками ударных волн. Обрывистый фронт ударной волны по мере удаления от места разряда все более сглаживается, и на некотором расстоянии от канала молнии ударная волна превращается в акустическую волну большой амплитуды. В ходе этого превращения происходит постепенное уменьшение скорости распространения ударной волны вплоть до скоро-

сти звука при полном переходе ударной волны в акустическую. Образовавшаяся после распада ударной волны грома акустическая волна большой амплитуды по мере прохождения в воздухе деформируется за счет различной скорости распространения разрежений и сжатий. Если поглощение энергии волны средой будет небольшим, то в результате деформации фронта акустическая волна через некоторое время вновь может превратиться в ударную.

Определим, через какое время это произойдет.

Пусть  $y$  и  $y + \frac{\partial y}{\partial x} \cdot dx$  представляют собой положения в какой-

то момент времени двух соседних слоев воздуха в пространстве, где распространяется плоская акустическая волна большой амплитуды, и пусть положения равновесия этих слоев характеризуются координатами  $x$  и  $x + dx$ . Тогда на основании уравнения непрерывности будем иметь:

$$\frac{\rho}{\rho_0} = \frac{1}{\frac{\partial y}{\partial x}}, \quad (104)$$

или, для адиабатического процесса,

$$\frac{P}{P_0} = \frac{1}{\left(\frac{\partial y}{\partial x}\right)}. \quad (105)$$

Уравнение движения возьмем в виде

$$\rho_0 \cdot \frac{\partial^2 y}{\partial t^2} = - \frac{\partial P}{\partial x}. \quad (106)$$

Исключая  $P$  из уравнений (105) и (106), получим

$$\left(\frac{\partial y}{\partial x}\right)^{k+1} \cdot \frac{\partial^2 y}{\partial t^2} = \frac{P_0 k}{\rho} \cdot \frac{\partial^2 y}{\partial x^2} \quad (107)$$

$$\frac{\partial^2 y}{\partial t^2} = \frac{P_0 k}{\rho_0} \left(1 + \frac{\partial y}{\partial x}\right)^{-(k+1)} \cdot \frac{\partial^2 y}{\partial x^2}. \quad (108)$$

Обратимся далее к известному в акустике уравнению:

$$\frac{\partial y}{\partial t} = F\left(\frac{\partial y}{\partial x}\right) = F(u), \quad (109)$$

где  $F$  — произвольная непрерывная функция.

Определим отсюда  $dy$ , представляя его в виде полного дифференциала:

$$dy = \frac{\partial y}{\partial x} dx + \frac{\partial y}{\partial t} dt = u dx + F(u) dt. \quad (110)$$



Интегрируя, имеем

$$y = ux + F(u)t + \varphi(u). \quad (111)$$

Продифференцируем уравнение (111) по  $u$

$$0 = x + F'(u)t + \varphi'(u). \quad (112)$$

Умножая последнее уравнение на  $u$  и вычитая из предыдущего, получим:

$$y = F(u)t + \varphi(u) - uF'(u)t - u\varphi'(u). \quad (113)$$

Разделяя в последнем выражении функции  $F$  и  $\varphi$ , будем иметь:

$$y - F(u)t + uF'(u)t = \varphi(u) - u\varphi'(u) = f(u), \quad (114)$$

откуда:

$$u = \psi \{ y - [F(u)t - uF'(u)t] \}. \quad (115)$$

Придавая  $y$  такое же значение, как  $x$ , получим обобщенное уравнение Пуассона:

$$u = \psi \{ x - [F(u)t - uF'(u)t] \}. \quad (116)$$

Продифференцировав уравнение (116) по  $x$ , найдем:

$$\frac{\partial u}{\partial x} = \psi'(x - [F(u)t - uF'(u)t]) \left\{ 1 + uF''(u) \frac{\partial u}{\partial x} t \right\}. \quad (117)$$

Так как в момент образования разрыва  $\frac{\partial u}{\partial x} = \infty$ , то  $1 - \psi'F''ut = 0$ , где  $\psi'$  и  $F''$  — производные от функций  $\psi$  и  $F$ , откуда для времени наступления разрыва получаем:

$$t = \frac{1}{uF''\psi'}. \quad (118)$$

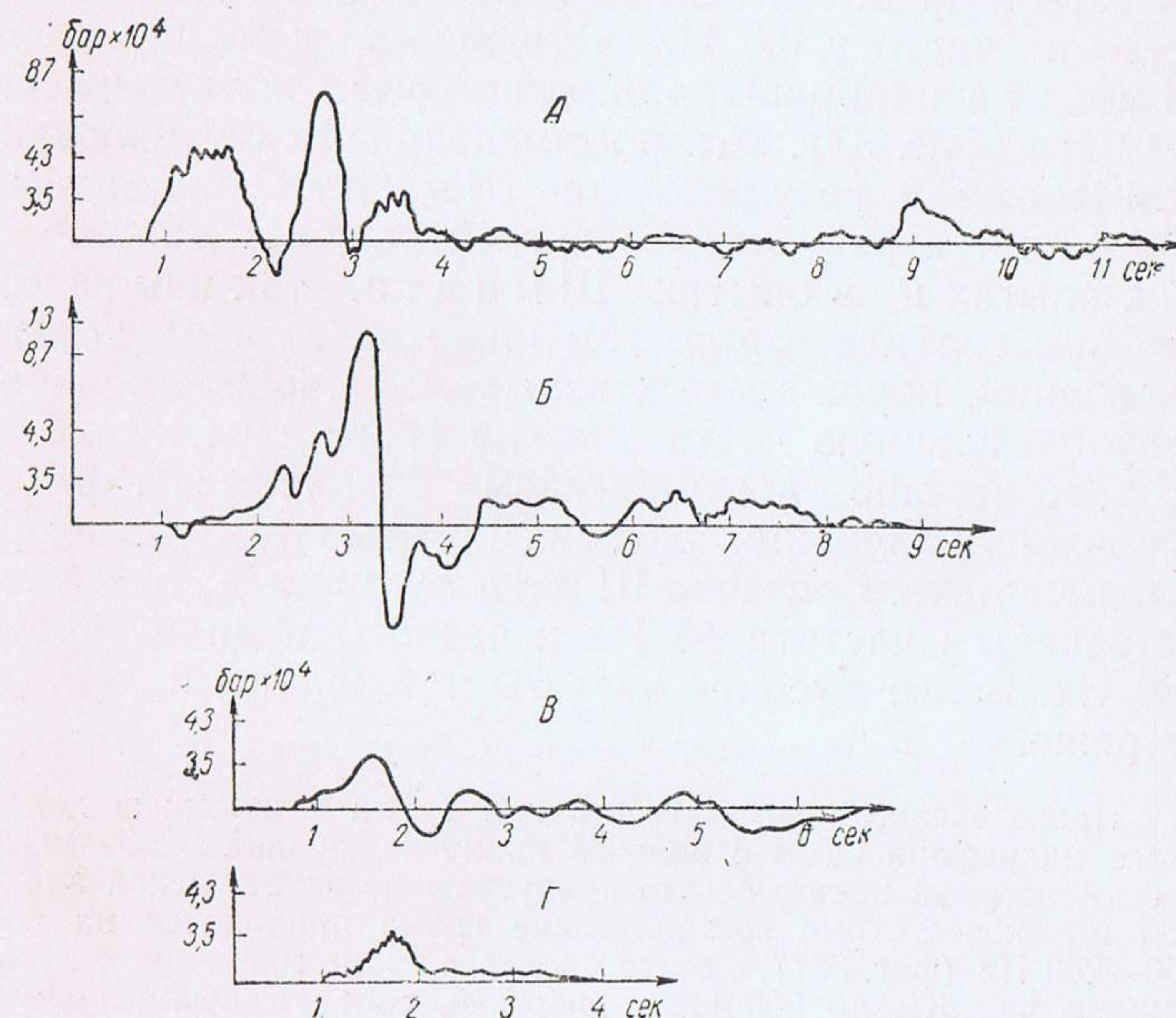
Мы получили выражение для времени превращения акустической волны большой амплитуды в ударную в общем виде. Этот результат существен при оценке скорости распространения звука грома вдали от разряда молнии.

Некоторые авторы, например Трубридж и Чирвинский<sup>101</sup>, считают причиной грома взрыв образовавшегося в облаках в результате разложения паров воды гремучего газа. По мнению других, например Покровского<sup>64</sup>, причиной грома является быстрое образование и распад озона в электрическом разряде. Обе эти точки зрения не имеют еще экспериментального подтверждения. Можно полагать, что указанные явления могут способствовать некоторому усилению грома, основной же его причиной является значительное и резкое повышение давления, возникающее в результате сильного нагревания разрядного канала молнии.

Согласно Шмидту<sup>150</sup>, существует два рода грома. В грома первого рода за незначительным сжатием идет сильное разрежение, за которым следуют незначитель-

ные неправильные изменения давления. В грома второго рода после первой сравнительно небольшой волны следует более глубокая вторая и затем ряд неправильных, постепенно сглаживающихся вариаций давления. Однако проведенные нами регистрации грома не подтверждают этих выводов Шмидта<sup>7B</sup>.

Запись грома мы производили с помощью склеенного из фанеры кубического резонатора с ребром 75 см. В центре одной из граней куба было сделано небольшое отверстие, в котором укреплялось



Фиг. 37. А и Б — записи грома при разряде молнии на землю на расстояниях 1000 и 1200 м от канала молнии; В и Г — запись отдаленного грома при разряде молнии в облаках

деревянное горло резонатора длиной 3 см, с внутренним диаметром 1,2 см. В горле резонатора под влиянием грома колебался легкий алюминиевый поршень, связанный с пишущим по закопченной бумаге пером. Отметка времени производилась на закопченной бумаге с помощью часового механизма, причем ошибка в отсчете времени не превышала 0,1 сек (фиг. 36\*).

В противоположность Шмидту, который из анализа своих записей грома пришел к выводу, что сильнейший удар грома связан с разрежением, полученные нами 30 записей грома показывают, что сильнейший удар гро-



ма соответствует сжатию. Характерно, что при падении болидов и при атомных взрывах фронтальная волна также соответствует сжатию.

По-видимому, в опытах Шмидта фиксировалась акустическая волна, уже претерпевшая модификацию вследствие выделения гармоник или в результате отражения от препятствий. Кроме того, из наших записей следует, что наибольшая энергия грома приходится на частоты в пределах 0,25—2 Hz и среди этих частот чаще всего на частоту 0,5 Hz, в то время как по данным Шмидта наибольшая энергия грома падает на частоту 2 Hz (фиг. 37). Эти расхождения между нашими результатами и результатами Шмидта, по-видимому, объясняются различной энергией разряда молнии в наших опытах и в опытах Шмидта, так как известно, что чем сильнее взрыв, тем ниже частота акустических колебаний, порождаемых взрывом. Основное колебание, несущее главную часть энергии грома, мы не слышим, но зато хорошо воспринимаем различные гармоники основного колебания, энергия которых тем меньше, чем выше частота. Согласно Шмидту, чаще других в грома встречается частота 40 Hz и частоты в диапазоне 75—120 Hz. Более высокие частоты наблюдаются значительно реже.

Произведенные нами регистрации грома с помощью динамического микрофона СДМ с полосой пропускания частот 50—10 000 Hz и осциллографа показали, что пропускаемые акустической аппаратурой высокочастотные составляющие грома приходятся на частоты 150—250 Hz (фиг. 38\*), однако иногда в грома могут быть слабо выражены частоты до 500 Hz с энергией, соответствующей акустическому давлению порядка 8—4 бар.

Так называемые раскаты грома зависят от ряда причин. К их числу относятся главным образом кривизна пути молнии, последовательность разрядов, отражение ударных и акустических волн от различных препятствий и неоднородностей атмосферы<sup>5</sup>. Существует также мнение, что причиной раскатов может быть разрушение ударной волны, в результате чего возникает ряд налагающихся друг на друга акустических волн<sup>38</sup>. Образовавшееся таким образом сложное колебание воспринимается наблюдателем как раскаты. Наконец, раскаты могут образовываться также вследствие интерференции звуковых волн, прошедших в атмосфере под различными

ми углами неодинаковые пути. Раскаты свойственны не только гористой, но и равнинной местности. На море гром также сопровождается раскатами. Гук<sup>6</sup> полагал, что при равных по силе источниках звука, расположенных по окружности и одновременно начинающих звучать, наблюдатель в центре раскатов не услышит. По мнению Гука, раскаты грома образуются главным образом благодаря извилистому пути молнии в атмосфере. Пролет болидов в атмосфере<sup>9</sup> и атомные взрывы<sup>83</sup> также сопровождаются раскатами.

Раскаты грома можно слышать как в процессе развития разряда молнии, так и некоторое время после его прекращения. Последнее представляет собой явление реверберации (послезвучания) в условиях свободной атмосферы.

Если интересоваться только слышимой компонентой грома, то время реверберации в этом случае можно подсчитать следующим образом. Пусть  $I_0$ —интенсивность звука грома в момент прекращения разряда молнии, а  $I$ —интенсивность того же звука на пороге слышимости после ряда отражений от земли и облаков. Обозначим коэффициенты отражения от земли и облаков соответственно через  $\alpha_3$  и  $\alpha_0$ . Тогда после  $n$  отражений от земли и  $n+1$  отражений от облаков будем иметь:

$$I_0 \alpha_0^{n+1} \cdot \alpha_3^n = I. \quad (119)$$

Так как временем реверберации называется время, в течение которого интенсивность звука уменьшается до одной миллионной доли начального значения, то предыдущее уравнение можно представить в виде:

$$\alpha_0^{n+1} \cdot \alpha_3^n = 10^{-6}. \quad (120)$$

Логарифмируя уравнение (120), получим:

$$n = \frac{\lg \frac{10^{-6}}{\alpha_0}}{\lg (\alpha_0 \alpha_3)}. \quad (121)$$

Введем в рассмотрение число отражений грома  $k$  в секунду, равное  $\frac{c}{\lambda}$ , где  $c$ —скорость распространения звука,  $\lambda$ —длина свободного пробега звуковых волн от одного отражения до другого. Тогда для времени реверберации  $t$  будем иметь:

$$t = \frac{n}{k}, \quad (122)$$

или

$$t = \frac{\lg \frac{10^{-6}}{\alpha_0}}{\lg (\alpha_0 \alpha_3)} \cdot \frac{\lambda}{c}. \quad (123)$$



Как известно, коэффициент отражения звука при нормальном его падении на отражающую поверхность, определяется формулой

$$\alpha = \left( \frac{R' - R}{R' + R} \right)^2, \quad (124)$$

где  $R'$  — акустическое сопротивление отражающего материала;

$R$  — акустическое сопротивление среды, из которой звуковые волны поступают на отражающую поверхность.

Акустическое сопротивление представляет собой произведение плотности среды  $\rho$  на скорость распространения звука в ней. Для воздуха при температуре  $20^\circ\text{C}$   $\rho c = 0,0012.34400 = 41$ , для облака  $\rho c = 0,00115.32000 = 36,8$ , для земной поверхности  $\rho c = 6.10^5.2,5 = 15.10^5$ . Зная акустическое сопротивление, из формулы (124) получим коэффициенты отражения звука: от земной поверхности  $\alpha_z = 0,993$  и от облака  $\alpha_o = 0,003$ . Таким образом, для времени реверберации в случае нормального падения звуковых волн на отражающую поверхность будем иметь:

$$t = 1,38 \cdot \frac{\lambda}{c}. \quad (125)$$

Из формулы (125) следует, что при наклонном падении звуковых волн на отражающую поверхность длительность раскатов должна быть больше, чем при нормальном падении волн. На материале наблюдения четырех гроз летом 1952 г. в районе Минска нам удалось установить, что в среднем раскаты грома длятся 24 сек, экстремальные отклонения от среднего составляют 4 и 100 сек. При метеорных детонациях<sup>128</sup> звуковые явления длятся до 40 сек. Согласно формуле (125), при времени реверберации 4 сек свободный пробег звуковых волн от отражения до отражения равен примерно 1 км. Наименьшая длительность раскатов соответствует отражению единичных акустических импульсов от ближайших препятствий или неоднородностей атмосферы. При благоприятных условиях отражения звука в атмосфере, например, при наклонном падении звуковых волн на облачные или инверсионные слои, а также при отражении волн от водной или земной поверхности длительность раскатов может быть весьма значительной. Так, на берегах Лены, в 250 км севернее Киренска, где Лена протекает между отвесно поднимающимися скалами высотой до 170 м, эхо от пистолетного выстрела повторяется более 100 раз<sup>23</sup>.

Принимая, что для определения высоты тона с помощью уха необходимо прослушать звук в течение не менее одной двадцатой секунды (необходимые для нормального слухового восприятия промежутки времени

между экспозициями звука также будем считать равными одной двадцатой секунды), для времени реверберации в этом случае получим величину порядка 10 и более секунд. Когда разряды молнии или взрывы в атмосфере в течение некоторого времени следуют друг за другом в известной последовательности, сопровождающие их акустические явления в результате наложения образуют сложную интерференционную картину длительных раскатов. Наряду с этим в литературе отмечался и гром без раскатов. Такими были первые удары грома при извержении Везувия в 1906 г.<sup>6</sup> По-видимому, при этом образовывались единичные акустические импульсы, следовавшие друг за другом через значительные промежутки времени и проходившие в атмосфере без отражений. Так как благодаря длительному приспособлению человека к окружающей среде чувствительность человеческого слуха на низких частотах понизилась<sup>155</sup> (в первую очередь из-за необходимости избавиться от восприятия шума ветра и мускульных движений организма), то лучшими условиями для наблюдения раскатов являются штилевая погода при отсутствии маскирующих шумов в атмосфере.

Гром представляет собой такое же импульсивное явление в атмосфере, как сейсмические волны в земной коре. Поэтому можно полагать, что изменение звукового давления грома со временем будет описываться выражением вида

$$p(t) = a t e^{-\beta t}, \quad (126)$$

где  $t$  — время;

$a$  и  $\beta$  — постоянные величины.

Приравняв нулю первую производную от уравнения (126), получим, что максимум давления акустического импульса будет иметь место через время  $t = \frac{1}{\beta}$  после начала процесса. Полный период акустического импульса (если условно применить здесь этот термин) будет равен  $T = \frac{2}{\beta}$ , т. е. период акустического импульса будет определяться быстротой нарастания давления. Выходясь в процессе дальнейшего распространения в акустические колебания, акустические импульсы сообщают им свой основной период. Согласно многочисленным наблюдениям, общая продолжительность многократного разряда молнии имеет величину порядка 1,55 сек, наи-



более часто встречающаяся продолжительность составляет 0,25 сек. Преобладающая продолжительность атмосфериков равна 0,5 сек. По-видимому, возрастание давления в акустическом импульсе грома и его спад определяются длительностью многократного разряда молнии. Так как электрические процессы при разряде молнии протекают значительно быстрее акустических, то разряды молнии, следующие после первого разряда, проходят по готовому каналу, не создавая самостоятельных акустических импульсов, и основной период грома, таким образом, определяется общей длительностью существования разрядного канала молнии. Наши наблюдения показали<sup>7</sup>, что встречающиеся частоты грома находятся в соответствии с длительностью многократной молнии и подтверждают высказанное выше представление о возникновении грома.

Эксперименты показывают, что вблизи источников взрывных волн происходит быстрое рассеяние их энергии. Это обстоятельство не было учтено Шмидтом, который распространил на гром закономерности линейной акустики и получил, исходя только из сферической дивергенции акустических колебаний, для коэффициента полезного действия грома величину порядка  $10^{-5}\%$ . На самом деле коэффициент полезного действия грома значительно больше. Точно его можно оценить, зная, как спадает энергия акустических импульсов по мере их удаления от канала молнии. Учитывая, что коэффициент полезного действия обычных взрывов в естественных условиях составляет 10% и менее, мы не сделаем большой ошибки, если примем, что коэффициент полезного действия грома в большинстве случаев близок к коэффициенту полезного действия взрывов в естественных условиях.

Обычно молнии, ударяющие в землю, производят глухой, подобный орудийному выстрелу, мощный и низкий звук. Это подтверждается, например, многолетними наблюдениями Венема<sup>157</sup>, согласно которому наиболее сильный гром исходит от ярких молний, направленных вниз. Усиление грома при этом происходит вследствие увеличения плотности воздуха с приближением молнии к земной поверхности. В горах гром слабее, чем на равнине, вследствие разреженности воздуха, а также благодаря тому, что разряд молнии в горных условиях имеет

место при меньшем накоплении электричества в облаках, чем в условиях равнины.

По данным большинства наблюдателей, для летних гроз на континенте средняя дальность слышимости грома днем составляет 10—15 км. В 1911 г. на берегах Балтики Геннинг<sup>157</sup> определил интервал между громом и молнией в 80—90 сек. В Северной Германии, по данным того же автора, интервал между громом и молнией составляет в среднем 80—85 сек. Миллер<sup>157</sup> приводит случаи интервалов до 3 мин., а Шенланду<sup>148с</sup> приходилось наблюдать необыкновенно ясный гром на расстоянии более 60 км от грозы. Это был гром от сильного разряда внутри облака, все ветви которого направлялись вверх от основания облака. Воркман<sup>163</sup> в Новой Мексике наблюдал гром особенно большой силы от разряда на землю.

При подъеме в атмосферу (восхождение на высокие горы, полеты на аэростатах) наблюдатель приближается к источнику грома, и дальность слышимости грома несколько увеличивается, так как наблюдатель выходит за границу звуковой тени, образующейся вследствие рефракции звуковых лучей в приземном слое воздуха. Гром от наиболее высоких молний может быть слышен на земной поверхности на расстоянии до 6 км от источника по вертикали. Сравнительно небольшой район слышимости грома отчасти объясняется тем, что энергия грома не сконцентрирована в малом объеме, как это имеет место при сильных взрывах. При благоприятных условиях рельефа местности и влажности воздуха район слышимости грома сильно расширяется. Венема<sup>157</sup>, проводивший непрерывные наблюдения над слышимостью грома в Голландии и Западной Германии с 1895 по 1916 гг., пришел к выводу, что наиболее часто встречается дальность слышимости грома около 40 км. По наблюдениям Венема вечером и ночью слышимость грома лучше, чем днем. Причиной этого является более высокая относительная влажность и меньшая динамическая турбулентность атмосферного воздуха в вечернее и ночное время суток. Следует отметить также значительное влияние температурных неоднородностей воздуха на затухание в нем звука грома.

Для выяснения последнего фактора будем рассматривать гром на таком расстоянии от разряда молнии, где он может быть описан



как акустическое колебание небольшой амплитуды. Воспользуемся для этого уравнением распространения звука в форме:

$$\Delta P_0 = \frac{1}{C_0^2} \cdot \frac{\partial^2 P_0}{\partial t^2}, \quad (127)$$

где  $P_0$  — колебательное давление в падающей волне.

Если обозначить через  $\Pi$  колебательное давление рассеянной волны и учесть, что для неоднородной в смысле температуры среды скорость звука является функцией температуры, то с учетом рассеяния уравнение (127) примет вид

$$\Delta(P_0 + \Pi) = \frac{(1 - \alpha\tau)}{C_0^2} \cdot \frac{\partial^2(P_0 + \Pi)}{\partial t^2}, \quad (128)$$

где  $\tau$  — температура, °C;

$C_0$  — скорость звука при 0°C.

Произведя в уравнении (128) сокращения и отбросив малые высшего порядка, получим

$$\frac{1}{C_0^2} \cdot \frac{\partial^2 \Pi}{\partial t^2} - \Delta \Pi = \frac{\alpha\tau}{C_0^2} \cdot \frac{\partial^2 P_0}{\partial t^2} = a. \quad (129)$$

Решение уравнения (129) представится в виде запаздывающего потенциала следующим образом:

$$\Pi = \frac{1}{4\pi} \int_v \frac{a_{t-\frac{r}{c}}}{r} \cdot dv, \quad (130)$$

$$\Pi = \frac{1}{4\pi RC_0^2} \int_v k \cdot \frac{\partial^2 P_0}{\partial t^2} dv, \quad (131)$$

где  $dv$  — элемент объема, а  $k = \alpha\tau$ .

В приведенном рассуждении мы просто переложили на язык акустики данное Эйштейном<sup>7</sup> решение для рассеяния света на флуктуациях плотности среды.

Используя далее известное из акустики соотношение

$$P_0 = \frac{2\pi}{\lambda} \cdot \rho C_0 A \sin \frac{2\pi}{\lambda} (x - C_0 t) \quad (132)$$

и дифференцируя его по  $t$ , получим

$$\frac{\partial^2 P_0}{\partial t^2} = \left(\frac{2\pi}{\lambda}\right)^2 \rho C_0^3 A \sin \frac{2\pi}{\lambda} (x - C_0 t). \quad (133)$$

Предположим, что колебания температуры воздуха, характеризующиеся величиной  $k$ , описываются в идеальном одномерном случае формулой вида

$$k = k_0 \cos \frac{2\pi}{\Delta} \cdot x, \quad (134)$$

где  $\Delta$  — длина волны, соответствующая колебаниям температуры воздуха в данном направлении;

$k_0$  — глубина температурной неоднородности.

Подставляя значения  $k$  и  $\frac{\partial^2 P_0}{\partial t^2}$  из выражений (134) и (133) в уравнение (131), получим

$$\begin{aligned} \Pi = & \frac{\left(\frac{2\pi}{\lambda}\right)^2 \rho C_0 A}{4\pi RC_0^2} \int_0^R dy \int_0^R dz \int_0^R k_0 \cos \frac{2\pi}{\Delta} x \sin \frac{2\pi}{\lambda} (x - C_0 t) dx = \frac{\pi^2 \rho C_0 A k_0 R}{\lambda^3} \\ & \left[ \frac{1}{2\pi \left(\frac{1}{\lambda} + \frac{1}{\Delta}\right)} \cos \left\{ 2\pi x \left(\frac{1}{\lambda} + \frac{1}{\Delta}\right) - \frac{2\pi C_0 t}{\lambda} \right\} + \frac{1}{2\pi \left(\frac{1}{\lambda} - \frac{1}{\Delta}\right)} \cos \left\{ 2\pi x \left(\frac{1}{\lambda} - \frac{1}{\Delta}\right) - \frac{2\pi C_0 t}{\lambda} \right\} \right] = \\ & \frac{\pi^2 \rho C_0 A k_0 R}{\lambda^3} \left[ \frac{1}{\pi \left(\frac{1}{\lambda^2} - \frac{1}{\Delta^2}\right)} \cos \frac{2\pi C_0 t}{\lambda} \left\{ \frac{1}{2\pi \left(\frac{1}{\lambda} + \frac{1}{\Delta}\right)} \cos \left[ 2\pi R \left(\frac{1}{\lambda} + \frac{1}{\Delta}\right) - \frac{2\pi C_0 t}{\lambda} \right] + \right. \right. \\ & \left. \left. + \frac{1}{2\pi \left(\frac{1}{\lambda} - \frac{1}{\Delta}\right)} \cos \left[ 2\pi R \left(\frac{1}{\lambda} - \frac{1}{\Delta}\right) - \frac{2\pi C_0 t}{\lambda} \right] \right\} \right]. \end{aligned}$$

Принимая  $t=0$ , будем иметь:

$$\begin{aligned} \Pi = & \frac{\pi^2 \rho C_0 A k_0 R}{\lambda^3} \left[ \frac{1}{\pi \left(\frac{1}{\lambda^2} - \frac{1}{\Delta^2}\right)} \left\{ \frac{1}{2\pi \left(\frac{1}{\lambda} + \frac{1}{\Delta}\right)} \cos 2\pi R \left(\frac{1}{\lambda} + \frac{1}{\Delta}\right) + \right. \right. \\ & \left. \left. + \frac{1}{2\pi \left(\frac{1}{\lambda} - \frac{1}{\Delta}\right)} \cos 2\pi R \left(\frac{1}{\lambda} - \frac{1}{\Delta}\right) \right\} \right]. \quad (135) \end{aligned}$$

Так как среднее значение периодических членов в уравнении (135) равно нулю, то окончательно

$$\Pi = \frac{\pi^2 \rho C_0 A k_0 R}{\lambda^3} \left[ \frac{1}{\pi \left(\frac{1}{\lambda^2} - \frac{1}{\Delta^2}\right)} \right]. \quad (136)$$

Таким образом, отношение амплитуд падающей и отраженной волн примет вид

$$\frac{\Pi}{P_0} = \frac{\pi k_0 R}{2\lambda^2} \left[ \frac{1}{\pi \left(\frac{1}{\lambda^2} - \frac{1}{\Delta^2}\right)} \right]. \quad (137)$$

Рассматривая волны, для которых  $\lambda \ll \Delta$ , из уравнения (137) будем иметь

$$\frac{\Pi}{P_0} = \frac{k_0 R}{2\lambda} \quad (138)$$

Так как интенсивность звука пропорциональна квадрату амплитуды, то, принимая  $R$  за пройденное волной расстояние  $x$ , для интенсивности звука получим выражение

$$I = I_0 \cdot e^{-\frac{k_0 x}{\lambda}}. \quad (139)$$



В произведенном расчете рассматривалось колебание температуры вблизи  $0^\circ\text{C}$ . Рассмотрим теперь случай колебания температуры около значения  $t$  по шкале Цельсия. Для скорости звука будем иметь:

$$C^2 = C_0^2 \left[ 1 + \alpha t + \alpha \tau \right] = C_0^2 (1 + \alpha t) \left[ 1 + \frac{\alpha \tau}{1 + \alpha t} \right] = C_t^2 \left[ 1 + \frac{\alpha \tau}{1 + \alpha t} \right]$$

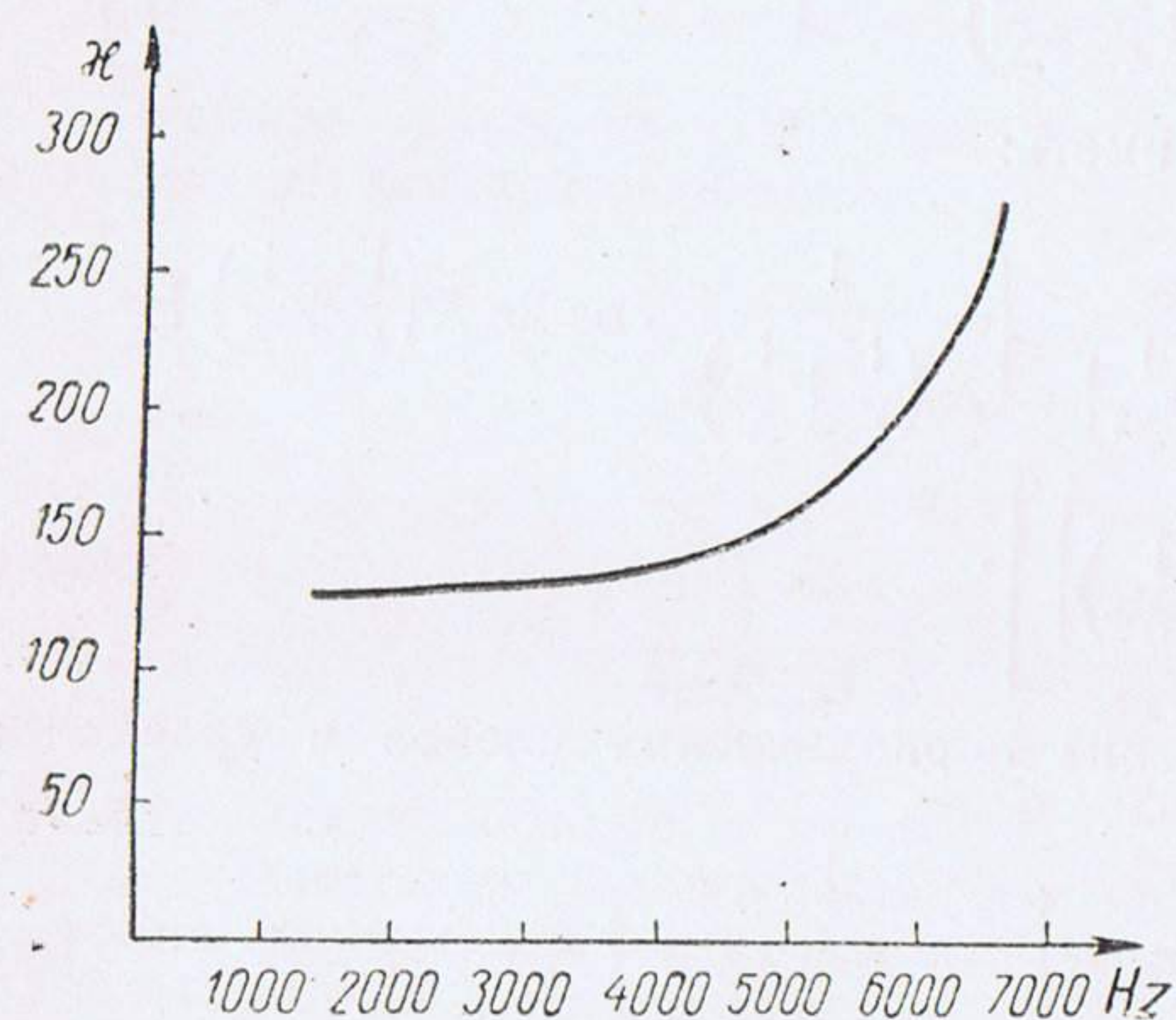
и коэффициент затухания примет вид

$$\kappa = \frac{k_0}{\lambda(1 + \alpha t)} \quad (140)$$

Из работ Гольцмана<sup>7e</sup> известно, что обычная величина колебания температуры воздуха в свободной атмосфере составляет приблизительно  $0,5^\circ\text{C}$ . Если принять это значение для подсчета затухания звука, то для частоты 1000 Hz получим коэффициент затухания  $6 \cdot 10^{-5}$ , в то время как по опытам Зига<sup>7e</sup> в условиях свободной атмосферы для этой же частоты коэффициент затухания равен  $3 \cdot 10^{-5} \text{ см}^{-1}$ . Это можно считать достаточно хорошим совпадением с опытом, если учесть небольшую точность опытов Зига, отсутствие более полных данных о колебаниях температуры воздуха и приближенность расчета (при  $\lambda$  близком к  $\Delta$  приближение перестает быть справедливым).

Для измерения влияния тепловых неоднородностей воздуха на затухание звука в условиях лаборатории нами использовалась следующая установка. В деревянной трубе прямоугольного сечения  $30 \times 30 \text{ см}^2$  и длиной 2,5 м были расположены с одного конца динамический микрофон, с другого — динамик. На расстоянии 1 м от того конца трубы, где

находился микрофон, внутренность трубы была выложена ватой. Этот же конец трубы во избежание образования стоячих волн был заглушен последовательно тремя слоями марли и толстым слоем ваты. Часть трубы, прилежащая к динамику, на протяжении 1 м также была выложена внутри ватой. Перемещая микрофон по оси трубы во время работы звукового генератора, мы не могли обнаружить стоячих волн. Сам опыт проводился следующим образом. Сначала на пути звука в средней части трубы перпендикулярно к фронту звуковой волны помещался проволочный реостат, после чего включался звук и фиксировалось показание милливольтметра на выходе микрофонного усилителя. Затем по реостату пропускался до красного каления электрический ток и снова фиксирова-



Фиг. 39. Зависимость затухания звука от частоты.  $\kappa \cdot 10^{-5}$  — коэффициент затухания на сантиметр

находился микрофон, внутренность трубы была выложена ватой. Этот же конец трубы во избежание образования стоячих волн был заглушен последовательно тремя слоями марли и толстым слоем ваты. Часть трубы, прилежащая к динамику, на протяжении 1 м также была выложена внутри ватой. Перемещая микрофон по оси трубы во время работы звукового генератора, мы не могли обнаружить стоячих волн. Сам опыт проводился следующим образом. Сначала на пути звука в средней части трубы перпендикулярно к фронту звуковой волны помещался проволочный реостат, после чего включался звук и фиксировалось показание милливольтметра на выходе микрофонного усилителя. Затем по реостату пропускался до красного каления электрический ток и снова фиксирова-

лось показание милливольтметра. Градиент температурной неоднородности измерялся с помощью термометра, у которого шарик для защиты от прямого действия тепловой радиации реостата был окружен двумя слоями фольги. Между слоями фольги и вблизи шарика термометра обеспечивалась свободная циркуляция воздуха. Для того чтобы границы тепловой неоднородности были резче, с двух сторон от реостата ставились вентиляторы, продувавшие воздух вверх и создававшие тем самым тепловой барьер. Если вместо одного реостата ставились два, влияние температурной неоднородности на звук усиливалось.

Фиг. 39 дает зависимость коэффициента затухания звука от частоты в описанных условиях опыта после осреднения результатов измерений. Средняя относительная ошибка измерений не превышала 20%. Градиенты температуры в температурной неоднородности на пути звука заключались в пределах  $0,5-1^\circ\text{C}$  на сантиметр. Температура начинала подниматься за 12—15 см до реостата и постепенно падала до комнатной на таком же расстоянии после реостата. Если перейти к тем колебаниям температуры, которые обычно существуют в приземном воздухе ( $0,1-0,5^\circ$ ), мы получим коэффициент затухания звука в избранном нами диапазоне частот порядка  $10^{-3}-10^{-4}$  на сантиметр, что примерно и соответствует результатам измерений в свободной атмосфере.

Таким образом, слышимость грома в значительной степени обусловлена географическими особенностями района образования и прохождения грозы, так как, с одной стороны, высота образования грозовых центров в облаках понижается от экватора к полюсам соответственно понижению уровня конденсации и, с другой стороны, рельеф местности и свойства воздушных масс (влажность, динамическая и термическая турбулентность) накладывают на дальность слышимости грома свой отпечаток. Кроме того, дальность слышимости грома в значительной мере зависит также от частоты получающихся в результате разрушения ударных волн акустических колебаний. Из опыта передачи акустических сигналов на далекие расстояния известно, что оптимальная частота передаваемого колебания уменьшается с увеличением расстояния. В литературе описаны случаи, когда разряды молнии совершались без грома. Наиболее ранние сведения об этом имеются у Лукреция в поэме «О природе вещей»: «Невинные молнии в тишине стремятся из туч, не причиняя ни смятения, ни ужаса». Тибо де Шанвалон<sup>84b</sup> описывает молнии без грома на Антильских островах, Аббадь<sup>6</sup> упоминает о молниях без грома в Абиссинии. В 1855 г. пять ударов молнии без грома совершились в вашингтонский монумент. Гроза, случившаяся 3 октября 1927 г. на реке Парагвай, продолжалась 13 часов подряд, причем в те-



чение первой половины грозы молнии пронизывали по всем направлениям небо без единого удара грома. Грозы без грома проходят и по территории Советского Союза. Электрический разряд при этих грозах обычно имеет место внутри облака. Яркие вспышки молнии без грома наблюдал после жаркого дня Федорович в среднеазиатской пустыне<sup>97</sup>. По мнению Стекольников<sup>84б</sup>, громом не сопровождаются те молнии, которые не имеют крутых пиков тока. Стекольников придает наибольшее значение в образовании грома максимальной крутизне волны тока, а не его абсолютной величине. По нашему мнению, основное значение при образовании грома имеет количество накопившегося в облаках перед разрядом электричества и электропроводность воздуха. При разряде, который осуществляется по неподготовленному каналу, возникает очень сильный гром, так как энергия, необходимая для образования разрядного канала, в этом случае значительно больше, чем при разряде в ионизированной среде.

Давление, развиваемое в канале молнии, оценивается разными авторами от 1 до 38 атм. Эти данные в большинстве получены применением к процессу образования канала молнии уравнения изохорического процесса в идеальном газе, что, безусловно, нельзя считать обоснованным. Вместе с тем некоторые авторы для оценки давления в канале молнии исходят из рассмотрения диссоциации частиц и считают, что одного увеличения числа частиц вследствие диссоциации вполне достаточно, чтобы объяснить появление скачка давления, необходимого для образования грома. Используя уравнение Саха<sup>84б</sup>, эти авторы получают при температуре 2000°К для избыточного давления в канале молнии всего лишь 4,5 атм. Все эти цифры представляются нам слишком заниженными. Известно, что при несосредоточенных взрывах в естественных условиях в месте взрыва возникает давление порядка сотен и сотен тысяч атмосфер в зависимости от количества и рода взрывчатого вещества. Проведенные нами измерения акустического давления грома показали, что при разряде молнии возникают такие же по порядку величины давления, как и при несосредоточенных взрывах в естественных условиях. Таким образом, проводившиеся до сих пор оценки давления в канале молнии следует считать неверными.

Так как канал разряда молнии создается силами электрического поля, то давление в канале молнии можно получить, исходя из энергии электрического поля, которая затрачивается на образование канала. Будем считать, что канал прорабатывается головкой лидера, создающего перед собой и в боковых направлениях поле сферической симметрии  $E = \frac{q}{r^2}$ , где  $q$  — заряд головки лидера,  $r$  — ее радиус.

Из теории искрового разряда известно, что за головкой лидера образуется цилиндрический столб плазмы. Нарастание ионизации в электрическом поле на пути  $dx$  определяется известным в теории искрового разряда выражением  $ae^{\alpha x} dx$ , где  $\alpha$  — эффективный коэффициент ионизации воздуха фотонами и электронами. Число ионов в единице объема, которое образуется в столбике плазмы  $\pi r^2 dx$ , будет равно

$$N = \frac{ae^{\alpha x} dx}{\pi r^2 dx} = \frac{ae^{\alpha x}}{\pi r^2}. \quad (141)$$

Считая, что по порядку величины работа сил электрического поля в направлении, перпендикулярном направлению движения молнии, будет равна работе газа, будем иметь:

$$NeEdV = PdV, \quad (142)$$

где  $e$  — заряд электрона, откуда

$$P = NeE = \frac{ae^{\alpha x} eq}{\pi r^4}. \quad (143)$$

Заменяя в последней формуле  $E$  через  $\rho j$ , где  $\rho$  — удельное сопротивление канала, а  $j$  — плотность тока в нем, получим

$$P = Ne\rho j. \quad (144)$$

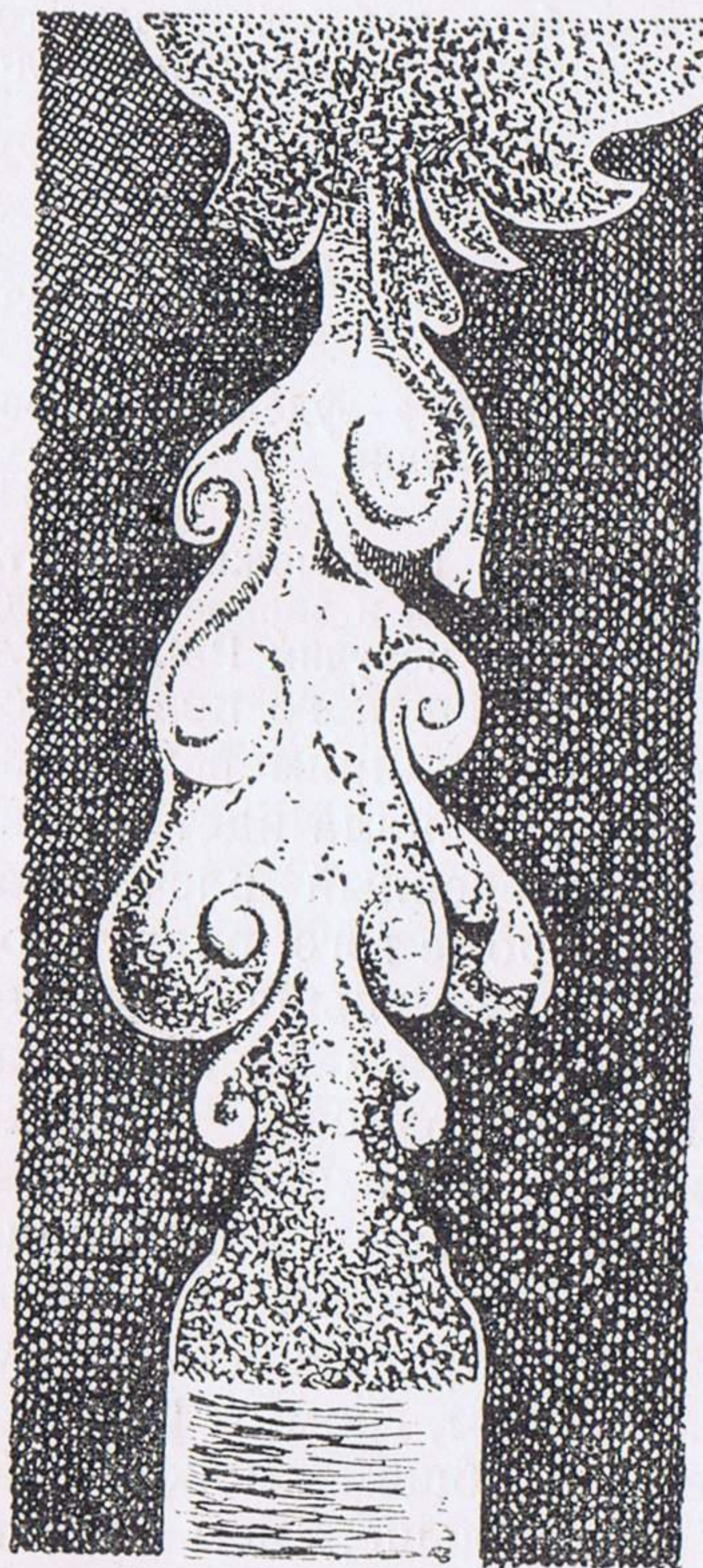
Согласно Лебу<sup>50</sup>, для  $ae^{\alpha x}$  на пути в 1 см можно принять величину  $4 \cdot 10^8$ . При радиусе головки лидера 1 см и заряде 1 С для давления в канале молнии из уравнения (143) получим  $P \approx 200$  атм.

Безусловно, не вся энергия электрического поля расходуется на создание канала. Часть ее, например, переходит в излучение. Однако на создание канала идет основная доля энергии, и поэтому произведенный расчет дает правильный порядок величины. Кроме того, радиус головки лидера может быть больше или меньше 1 см, что обусловит некоторый диапазон изменения давления в канале<sup>71</sup>. При уменьшении электропроводности воздуха потребуется увеличение энергии для образования канала, разряд будет происходить при большем накоплении заряда в головке лидера, а это обусловит усиление грома. Поэтому зимой, когда электропроводность воздуха и высота облаков меньше, чем летом, гром от разряда на землю должен быть сильнее. В общем можно сказать, что энергия грома будет тем больше, чем больше энергия искрового разряда.



# КЛУБООБРАЗОВАНИЕ В ГРОЗОВЫХ ОБЛАКАХ

Исследуя поток дыма, выбрасываемый заводской трубой, Жуковский<sup>37</sup> предположил, что причиной клубообразования является резкое понижение давления, периодически возникающее



Фиг. 40. Струя дыма, вытекающая из сопла с малой скоростью (по Юрьеву)

при выходе дыма из трубы. Образующийся при этом импульс пониженного давления передается топке, а от топки снова вверх переносится уже импульс повышенного давления; далее процесс периодически повторяется (Жуковский не входил в детальное обсуждение физического механизма явления). Периодическое завихривание вытекающего из отверстия с малой скоростью дымового потока убедительно показано Юрьевым<sup>114</sup> (фиг. 40).

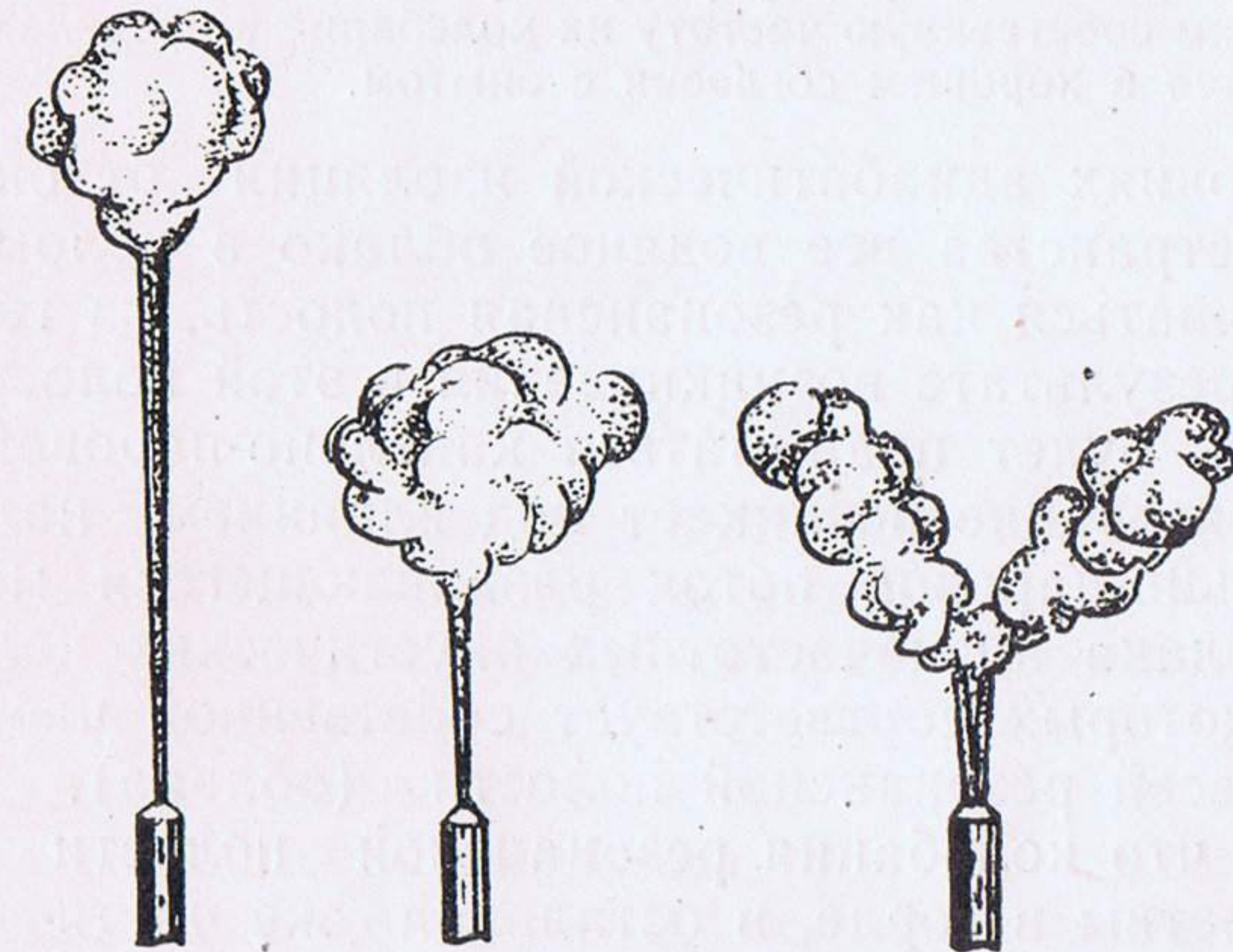
По нашему мнению<sup>7н</sup>, при работе топки во всем прилежащем к ней объеме, включая трубу, возникают автоколебания, частота которых определяется как частота собственных колебаний резонатора по формуле<sup>48</sup>:

$$\omega = \sqrt{\frac{\kappa}{m}}, \quad (145)$$

где  $\kappa$  — упругость резонансной системы;

$m$  — масса колеблющегося в горле резонатора воздуха.

Само явление возбуждения колебаний резонансных полостей известно давно. Достаточно указать, например, на трубу Иерихона или статую Мемнона, в которых возникали слышимые акустические колебания благодаря регулярному завихриванию протекавшего внутри них газового потока. Тиндалю<sup>88</sup> принадлежат первые наблю-



Фиг. 41. Действие акустических колебаний слышимого диапазона на вытекающую из отверстия струю дыма (по Тиндалю)

дения над образованием клубов дыма при воздействии на вытекающую из отверстия струю дыма акустических колебаний слышимого диапазона (фиг. 41).

Из теории резонатора известно, что

$$\kappa = \rho c^2 \frac{q^2}{V} \text{ и } m = \rho l q,$$

где  $q$  — площадь поперечного сечения горла резонатора;

$V$  — объем резонатора;

$l$  — высота горла резонатора;

$\rho$  — плотность воздуха;

$c$  — скорость звука в нем.

Подставляя значения  $\kappa$  и  $m$  в уравнение (145), получим

$$\omega = c \sqrt{\frac{q}{lV}}. \quad (146)$$

Заменяя  $\omega$  через период колебаний, найдем

$$T = \frac{2\pi}{c} \sqrt{\frac{lV}{q}}, \quad (147)$$

откуда для вертикальной скорости топочных газов будем иметь:

$$\lambda = \frac{z}{T} = \frac{zc}{2\pi} \sqrt{\frac{q}{lV}}, \quad (148)$$



где  $\lambda$  — скорость топочных газов;  
 $z$  — вертикальный размер клуба дыма.  
 Из формулы (148) определим выражение для  $z$

$$z = \frac{2\pi\lambda}{c} \sqrt{\frac{lV}{q}}. \quad (149)$$

Подставляя в эту формулу примерные данные для заводских труб, получим собственную частоту их колебаний в пределах 2—5 Hz, что находится в хорошем согласии с опытом.

В условиях адиабатической изоляции от окружающего пространства все водяное облако в целом может рассматриваться как резонансная полость, из горла которой в результате возникновения в этой полости автоколебаний будет подниматься капельно-паровой поток. Клубообразование возникает под влиянием наложения на капельно-паровой поток развивающегося мощнокучевого облака низкочастотных акустических колебаний, частота которых соответствует собственной частоте колебаний всей резонансной полости (облака). Следует отметить, что колебания резонансной полости сильнее всего заметны в горле, в остальной же части полости ввиду ее большого объема они будут выражены слабо.

Формула (149) показывает, что вертикальный размер клуба возрастает с увеличением объема облака, скорости потока и высоты горла резонатора и уменьшается с увеличением площади поперечного сечения горла резонатора, что находится в качественном соответствии с условиями клубообразования в облаках. Для приближенной количественной оценки формулы (149) дадим входящим в нее величинам значения, примерно соответствующие реальным условиям в атмосфере. Пусть  $l=10$  м,  $q=10^4$  м<sup>2</sup>,  $V=10^{10}$  м<sup>3</sup>,  $c=3 \cdot 10^2$  м/сек и скорость прорастания клуба  $\lambda=1,2$  м/сек. Тогда  $z$  будет приблизительно равно 72 м, что находится в согласии с действительно встречающимися размерами клубов в мощнокучевых облаках.

## Глава XII

### СМЕРЧИ

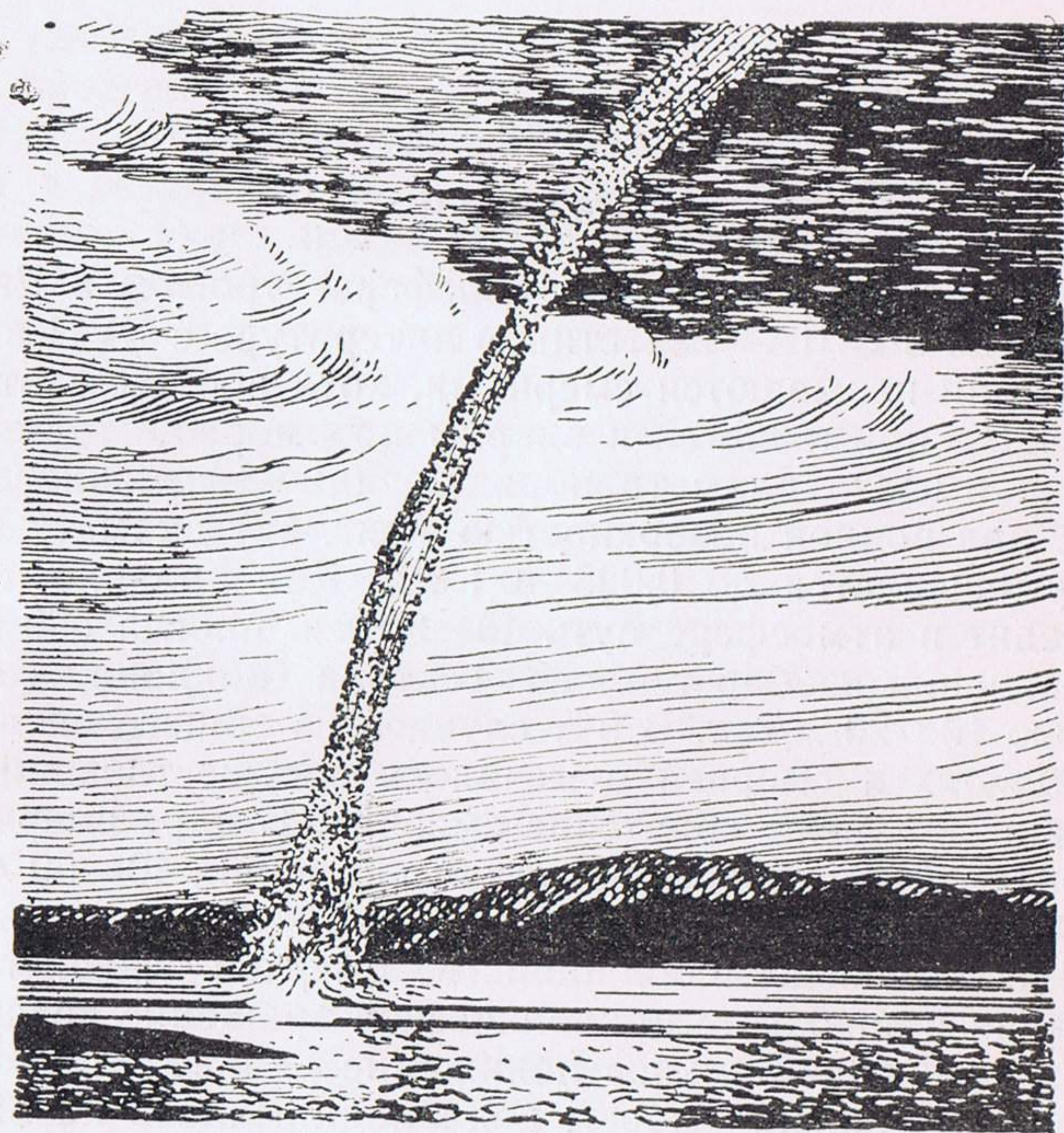
Вертикальные вихри в атмосфере — тромбы в Европе и торнадо в США — известны в литературе с XVII в.<sup>160</sup> В СССР они называются смерчами, хотя вообще этот термин чаще применяется к вихрям над морем. Над сушей смерчи имеют диаметр порядка 0,1—1 км, иногда до 2 км, над водной поверхностью (фиг. 42) диаметр смерчей уменьшается до 0,025—0,1 км. Как правило, смерч проходит в атмосфере путь 40—60 км, иногда 500 км, в направлении изобар теплого сектора циклона со скоростью 10—20 м/сек. В 9% случаев из общего числа наблюдавшихся смерчей отмечалось сосуществование нескольких вихрей — «братские смерчи». В ядре смерча горизонтальная скорость ветра обычно равна 40—50 м/сек, но иногда достигает 100 м/сек.

В подавляющем большинстве смерчей северного полушария происходит циклоническое вращение воздуха и образуется значительное понижение давления (в некоторых смерчах над морем вода поднималась на высоту до 6 м). Уменьшение давления в ядре смерча ведет к усилению конденсации, что способствует еще большему его развитию. Указанные обстоятельства обуславливают образование внутри смерча мощных восходящих воздушных потоков со скоростью 40—80 м/сек. Втянутые в смерч предметы выбрасываются на расстояние около 16 км влево относительно его траектории и примерно на 30—50 км вперед от основания смерча<sup>44</sup> (вследствие трения о земную поверхность смерч при своем движении вытягивается верхней частью вперед). Прохождение смерча над местностью образует полосу разрушения шириной около 0,1—0,2 км. Визуальная протяженность



смерча составляет 0,8—1,5 км, верхняя же часть вихря может проникать за нижнюю кромку облака на высоту более 3 км. Описывая смерчи, Дарвин<sup>32</sup> отмечает, что им часто сопутствуют гром и молния, причем иногда разряды исходят из самого смерча.

Смерчи наблюдаются обычно в тропическом воздухе (особенно в тропическом воздухе Мексиканского зали-



Фиг. 42. Смерч над озером

ва) в жаркую весеннюю и летнюю погоду. В СССР они нередко наблюдаются во время весенне-летних гроз на черноморском побережье Кавказа. В США смерчи встречаются почти исключительно в теплом секторе циклонов на расстоянии около 250—300 км перед холодным фронтом, хотя в отдельных случаях их можно наблюдать и на расстоянии 70 км перед теплым фронтом. Установлено, что в США, где смерчи образуются примерно в 40—60 раз чаще, чем в Европе, частота образования смерчей

имеет сезонный ход, параллельный частоте образования гроз<sup>24</sup>. Такая же закономерность выполняется и для Европы. Тесная корреляция между частотой образования гроз и смерчей объясняется тем, что в грозовых облаках имеются большие запасы энергии неустойчивости, способствующие развитию смерчей<sup>36</sup>.

В пустынях при сильном нагреве песчаной поверхности солнцем также возникают небольшие смерчи диаметром 2—4 м и высотой до 0,5—1 км. В отдельных случаях время жизни таких смерчей может достигать до 2 часов.

Согласно Любославскому<sup>54</sup>, причиной появления смерчей является встреча двух воздушных потоков, обладающих различными скоростями. Кошмидер<sup>130</sup> считает, что смерчи возникают при концентрации быстро растущей неустойчивости облака в небольшом объеме. Наблюдения показывают, что вообще вихри возникают в тех частях течения, где сильнее проявляется вязкость среды, т. е. на границах раздела двух областей с резко различными скоростями, в области скачков уплотнения (когда отсутствует адиабатичность процесса) и при неустановившемся движении<sup>95</sup>. При неравномерном нагреве земной поверхности солнцем образуется наклон изобар относительно изотерм и возникают вращения частиц, которые дают начало циркуляции от градиента давления к градиенту температуры. Так возникают вихревые движения, интенсивность которых тем больше, чем неравномернее распределение температуры вдоль изобар. Граница раздела между воздушными массами способствует усилению вихреобразования, так как при переходе от одной воздушной массы к другой температура меняется скачком, в то время как давление остается постоянным, и наклон изобар относительно изотерм поэтому возрастает. Существенное значение для образования смерчей в атмосфере имеет подъем воздуха в теплом секторе циклонов.

Почти все наблюдавшиеся смерчи опускались с правой стороны облака (только в двух случаях смерч был двухсторонним). Вегенер<sup>160</sup> видит причину этого в правом вращении ветра с высотой. На наш взгляд, причина указанного явления состоит в том, что смерчи образуются обычно в теплом секторе циклонов, где имеет место циклоническая циркуляция, а опускание из облака



левостороннего смерча означало бы антициклоническую циркуляцию, которая в поле циклона (вихря гораздо более интенсивного, чем смерч) существовать и развиваться не может. Поэтому обычно из облаков и опускается правосторонний смерч, противоположная же часть вихря простирается вверх в общем направлении вдоль оси циклона<sup>44</sup>.

Когда в среде начинается вихревое движение, частицы среды приходят во вращение. Через каждую такую частицу проходит вихревая линия, которая в идеальной жидкости все время будет состоять из одних и тех же частиц. Совокупность вихревых линий образует поверхность, выделяющую из жидкости ядро вихря (вне ядра частицы не вращаются). Эта поверхность называется вихревой трубкой. Как известно<sup>114</sup>, вихревые трубки не могут в жидкости оканчиваться внезапно. Они или простираются концами в бесконечность, или замыкаются в кольца, или же опираются на границы жидкости. Интенсивность вихря в потенциальном поле не меняется со временем и должна быть постоянной для всех сечений трубки, в то время как в поле непотенциальном (трение) вихрь меняет со временем свою интенсивность.

Из гидродинамики известно, что интенсивность вихря  $\Gamma$  равна

$$\Gamma = 2\omega\sigma, \quad (150)$$

где  $\omega$ —угловая скорость циркуляции.

При постоянстве  $\Gamma$  для ядра и для поля плоского вихря будем иметь соответственно

$$2\omega_0\sigma_0 = 2\omega\sigma, \quad (151)$$

откуда

$$\omega = \frac{v_0 r_0}{r^2}, \quad (152)$$

где  $v_0$ —линейная скорость на границе ядра вихря.

Последнее уравнение выражает закон изменения угловой скорости. Из уравнения видно, что в ядре вихря вращение совершается, как в твердом теле, с постоянной угловой скоростью, вне ядра угловая скорость вращения уменьшается обратно пропорционально квадрату расстояния от оси вихря. Давление в центре плоского вихря можно подсчитать, используя интеграл Эйлера:

$$P + \frac{\rho v^2}{2} = \text{const}, \quad (153)$$

где  $P$ —давление;

$\rho$ —плотность среды;

$v$ —линейная скорость жидкости.

Обозначим линейную скорость и давление на границе ядра через  $v_0$  и  $P_0$ . Учитывая, что на бесконечности  $v=0$  и применяя уравнение (153) на границе ядра вихря и на бесконечности, будем иметь:

$$-(P_0 - P) = \frac{\rho v_0^2}{2}. \quad (154)$$

Обозначим скорость и давление в центре вихря через  $v_{\text{ц}}$  и  $P_{\text{ц}}$  и применим уравнение (153) в центре вихря и на границе его ядра.

Учитывая, что  $v_{\text{ц}}=0$ , подобно предыдущему будем иметь:

$$P_{\text{ц}} - P_0 = \frac{\rho v_0^2}{2}. \quad (155)$$

Складывая уравнения (154) и (155), найдем понижение давления в центре вихря в сравнении с давлением в невозмущенной атмосфере:

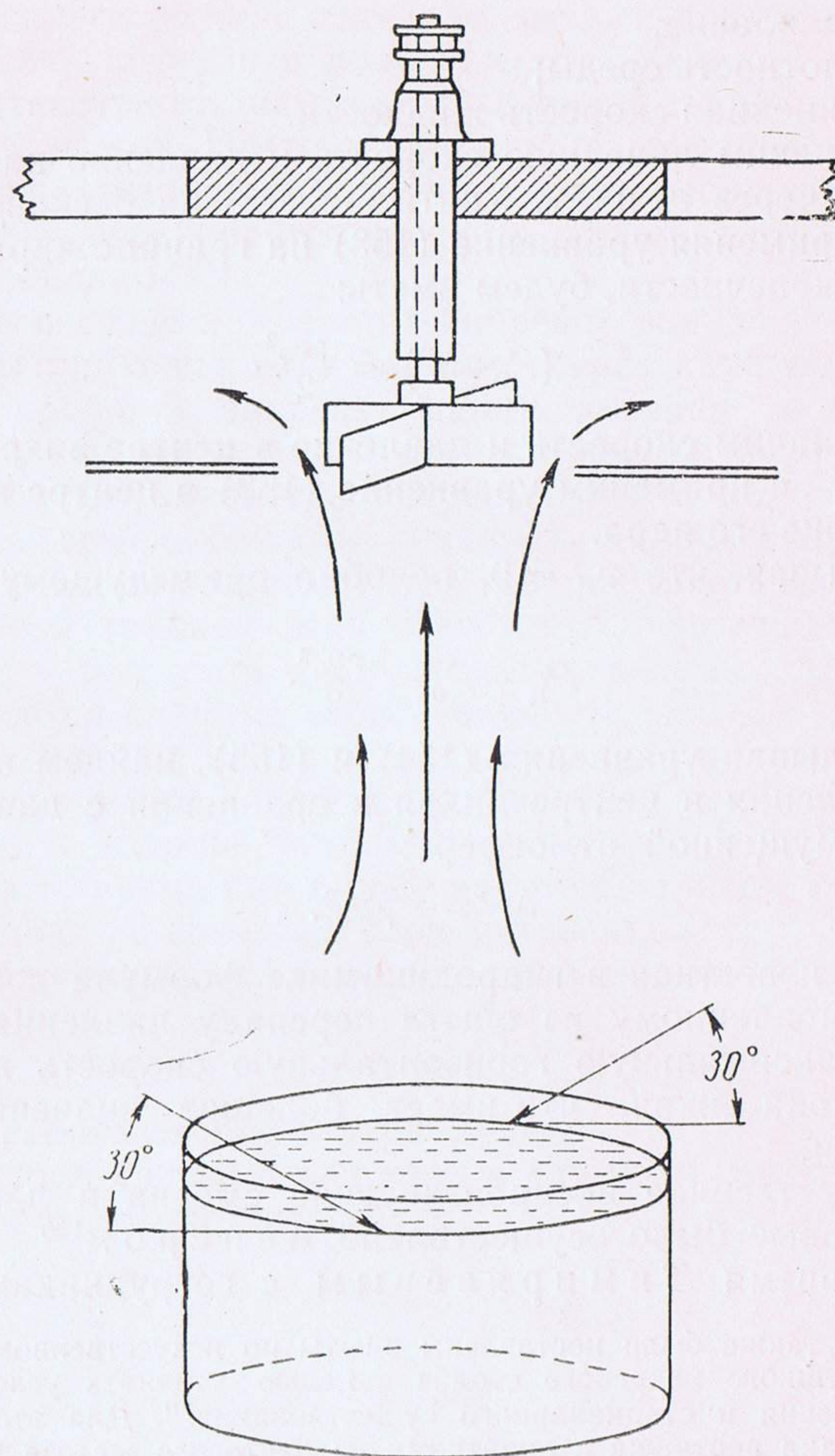
$$\Delta P = -\rho v_0^2. \quad (156)$$

Эта известная в гидродинамике формула позволяет по установленному из опыта перепаду давления вычислить максимальную горизонтальную скорость воздушного потока вихря, что имеет большое значение для практики.

Искусственное воспроизведение смерча в лаборатории впервые было осуществлено Вейером<sup>160</sup> и в недавнее время Тимирязевым с сотрудниками<sup>89</sup>.

Нами также были поставлены опыты по искусственному созданию воздушного вихревого столба с целью уточнить условия его возникновения и стационарного существования<sup>71</sup>. Для этого была использована вертушка с лопатками из листового железа радиусом 10,5 см и шириной 8,2 см. Вертушка приводилась во вращение электромотором мощностью 10 kW со скоростью 78 об/сек против часовой стрелки. На расстоянии 1 м вниз от центра вертушки был расположен сосуд с водой, подогревавшейся до 70°C. Диаметр водного зеркала составлял 25 см (фиг. 43). При вращении вертушки иногда образовывался вихревой воздушный столб, одним концом опиравшийся на водное зеркало, а другим уходивший к основанию вертушки. Вихрь был замечен благодаря конденсации внутри него водяных паров. Этот искусственный смерч был очень неустойчив и обычно имел тенденцию перемещаться к краю сосуда. В двух случаях при подобных условиях образовывались три вихревых столба («братские вихри»), существовавшие одновременно в течение нескольких секунд.





Фиг. 43. Схема установки для получения искусственного смерча

Наблюдение образования искусственных смерчей проводилось при разных расстояниях водного зеркала от вертушки: 75 и 35 см. В последнем случае смерчи образовывались чаще.

Для улучшения вихреобразования на поверхность водного зеркала под углом  $30^\circ$  к нему направлялся воздушный поток (поддув), имевший при соприкосновении с водной поверхностью скорость порядка 2 м/сек. При поддуве вихрь образовывался значительно чаще,

был более устойчив и мог по воле экспериментатора (регулировкой поддува) держаться в любом месте водного зеркала (фиг. 44 \*). При большем расстоянии вертушки от водного зеркала (75 см) вихри образовывались только при поддуве против часовой стрелки, при меньшем расстоянии (35 см) вихри образовывались при поддуве в обоих направлениях, но и в этом случае они лучше образовывались при поддуве против часовой стрелки. Вертушка во всех сериях опытов вращалась против часовой стрелки. С помощью наклонного манометра была измерена скорость ветра в ядре смерча в 5 см от поверхности воды. Для разных вихрей в наших условиях опыта скорость менялась в пределах 3—4,5 м/сек. Скорость воздушного потока в 5 см от вертушки в направлении к водной поверхности была равна 4—5 м/сек, у водного же зеркала ветер был слаб и слегка возрастал от центра к периферии зеркала от 0,2 до 0,4 м/сек. Образовавшиеся таким образом вертикальные воздушные вихревые столбы разрушались при встрече с горизонтальным воздушным потоком, имевшим скорость 2—4 м/сек. При воздействии на середину вертикального вихря слабым горизонтальным потоком теплого воздуха середина вихря становилась незаметной на глаз, так как капли в ней испарялись, хотя верхняя и нижняя части смерча продолжали быть хорошо видимыми, потому что в этих частях вихря капли достаточно хорошо сохранялись. При установке оси вертушки перпендикулярно поднимающемуся с водного зеркала капельно-паровому потоку получить вихревой столб нам не удалось.

На основании проведенных опытов мы приходим к выводу, что смерчи в грозовых облаках должны зарождаться в местах касательного соприкосновения мощных конвективных потоков противоположных направлений.

Дальнейшее изучение искусственно создаваемых воздушных вихревых столбов поможет правильной постановке вопроса о прогнозировании развития смерчей в атмосфере.



## ДРУГИЕ СВЯЗАННЫЕ С ГРОЗОЙ ЯВЛЕНИЯ

Согласно Хентингтону и Фишеру<sup>112</sup>, возрастание солнечной активности ведет к усилению грозовой деятельности и к углублению циклонов. В работах Септера и Брукса<sup>112</sup> установлена тесная связь между периодичностью гроз и солнечных пятен. В высоких широтах большая частота появления гроз совпадает по времени с повышенным уровнем солнечной деятельности, в низких же широтах фаза грозовой активности запаздывает относительно солнечной активности почти на полгода. В средних широтах, по Бруксу, связь между грозами и солнечной активностью менее ясно выражена, но для всей Земли в целом в период максимума солнечной активности количество гроз на 11% больше, чем в период минимума. В периоды максимума солнечных пятен на Земле происходит увеличение интенсивности циркуляции атмосферы, что и приводит к некоторому увеличению грозовой деятельности. Мирбах<sup>112</sup> в 1935 г. на материале наблюдений австрийских метеорологических станций пришел к выводу, что за одиннадцатилетний период солнечных пятен грозовая деятельность имеет два максимума: первый из них наблюдается через год после минимума солнечной активности, а второй—через 3—4 года после ее максимума.

Ионизация воздуха космическими лучами также, по видимому, играет некоторую роль в образовании грозовых разрядов, так как интенсивность космического излучения становится несколько больше после полудня, когда возрастает и грозовая активность. Кроме того, обра-

щает на себя внимание и то обстоятельство, что прохождение теплого фронта сопровождается уменьшением интенсивности космического излучения<sup>86</sup>. Возможно поэтому, что на холодном фронте космическое излучение производит более значительное ионизирующее действие, и это вносит некоторую долю в сумму условий, определяющих вероятность возникновения гроз на холодном фронте.

Впервые Вильсоном<sup>161</sup> была высказана мысль о возможности зарождения в грозовых облаках быстрых электронов. Наблюдения Шенланда<sup>148с</sup> во время гроз показали, что некоторые импульсы счетчика Гейгера систематически совпадают с разрядами молнии. Импульсы отмечались за несколько секунд до разряда и в момент разряда от грозы, удаленной на 30 и более километров от места наблюдения. Шенланд приписал эти импульсы электронам, выбрасываемым электрическим полем облака вверх и отклоняемым затем магнитным полем Земли к земной поверхности. Мнение Шенланда было затем подтверждено специальными опытами Хэллiday<sup>121а</sup> с камерой Вильсона, приводимой в действие атмосфериками. Следует отметить, что разности потенциалов, возникающие в грозовых облаках, являются вполне достаточными для разгона заряженных частиц до больших энергий. Что же касается появления быстрых электронов во время гроз, то процесс этот следует считать маловероятным ввиду большой плотности воздуха, в котором должен происходить разгон заряженных частиц в тропосфере.

В результате обстоятельного исследования ежедневных вариаций градиента потенциала электрического поля Земли Уипплу и Эпплтону<sup>121а</sup> удалось установить, что градиент потенциала невозмущенного местными влияниями электрического поля находится в тесной корреляции с ежедневными изменениями грозовой деятельности над всей Землей в целом. Это положение было подтверждено и развито Тверским<sup>88а</sup>.

Согласно измерениям Добсона<sup>65</sup>, содержание озона в атмосфере имеет определенную связь с погодой: над циклонами озона всегда больше, чем над антициклонами. Особенно значительно и резко содержание озона в атмосфере возрастает во время гроз. Очень простую интерпретацию этой связи можно получить из рассмо-



трения электрического поля облачных систем, связанных с циклонами<sup>76</sup>. Если рассматривать электрическое поле облачной системы в направлении вверх от центра облачного диполя, который располагается в средних широтах обычно на высоте около 4 км над поверхностью земли, то нетрудно видеть, что в условиях уменьшающегося с высотой атмосферного давления на высотах 10—25 км мы будем иметь градиенты электрического потенциала, достаточные для образования интенсивного электрического разряда. Это и является, на наш взгляд, причиной дополнительного образования озона над циклонами. Характерно, что повышение количества озона в атмосфере в наибольшей степени наблюдается в тылу циклонов, что свидетельствует о наиболее значительных электрических полях именно в этой их части<sup>65</sup>. Следует отметить также, что основная часть образующегося при грозах озона локализована не в стратосфере, а внутри грозового облака, в соответствии с наличием здесь наиболее сильных электрических полей.

Образование озона в электрическом разряде было изучено Джонсом<sup>76</sup> в 1930 г. Он наблюдал значительный выход озона при давлениях более 1 мм Hg, в то время как при более низких давлениях количество выделяющегося при разряде озона уменьшалось. Джонс утверждает, что причиной образования озона в электрическом разряде является столкновение молекул кислорода с возбужденным метастабильным ионом кислорода. Другие исследователи, например Крюгер и Меллер<sup>76</sup>, считают первичным процесс диссоциации молекул кислорода: образованный в результате этой диссоциации атом кислорода присоединяется затем к O<sub>2</sub>. По мнению Семенова, реакция  $O + O_2 = O_3$  требует тройных соударений, число которых будет расти с давлением. Это последнее предположение объясняет результаты Джонса относительно изменения озонообразования в электрическом разряде с давлением газа. Васси<sup>158</sup> установил, что в 82% наблюдавшихся им гроз концентрация озона в атмосфере заметно возрастала до наступления грозы, при этом среднее опережение для 30 гроз составляло 3,5 часа. По-видимому, это связано с выносом озона из грозового очага ветром. Наблюдениями в Калькутте<sup>142</sup> обнаружено увеличение спорадической ионизации ионосферы вскоре после прохождения

грозы над местностью. При дальнейшей эволюции грозы эта ионизация постепенно уменьшается.

Аэрологические исследования Пеплера<sup>102</sup> показали, что при грозовых условиях погоды на всех высотах до 400 м над земной поверхностью и особенно на средних высотах господствует повышенный градиент температуры, но еще не адиабатический (адиабатический и сверхадиабатический бывают при этом очень редко). Отсюда следует вывод, что для развития гроз адиабатический или сверхадиабатический градиент температуры не является обязательным. Более детально аэрологические условия образования гроз выяснены Чуваевым<sup>102</sup>. Изучая связь грозовой деятельности с распределением температуры и ветра по высотам, Чуваев показал, что для развития гроз весьма важным является наличие динамической неустойчивости в слоях, расположенных вблизи уровня конденсации. К подобным же выводам пришел и Дуглас<sup>130</sup>. Берг<sup>12</sup>, определявший условия возникновения гроз в России, установил, что грозам предшествуют повышенные значения абсолютной влажности и температуры воздуха. Срезневский<sup>103</sup>, исходя из материалов наблюдений в Петербурге за 1870—1889 гг., пришел к выводу, что в среднем абсолютная влажность перед грозами возрастает несколько больше, чем температура. Шерхаг<sup>103</sup> на основе потсдамских наблюдений 1893—1917 гг. для четырех летних месяцев показал, что вероятность возникновения местных гроз возрастает с увеличением абсолютной влажности и температуры воздуха и с уменьшением атмосферного давления. Хорн<sup>126</sup> установил любопытное соотношение между ростом глетчеров в Альпах и количеством гроз в Баварии: оказалось, что рост глетчеров противоположен ходу грозовой активности. По-видимому, с ростом глетчеров уменьшается количество влаги в атмосфере, которое могло бы использоваться в грозовом процессе.

Согласно Воейкову, град является частным проявлением грозы. При сильных грозах почти всегда в том или другом месте бывает град, но он никогда не выпадает одновременно на всем пространстве, где наблюдается интенсивная грозовая деятельность. Зимние грозы редко сопровождаются крупным градом. Град при грозах наблюдается и в полярных широтах вплоть до



острова Генриетты в Арктике<sup>49</sup>. По мнению ряда исследователей, град выпадает только в центре грозы, где ниже к земле опускается нулевая изотерма. По СССР увеличение годового числа дней с градом наблюдается в районе возвышенностей (вплоть до высоты 2—2,5 км). Над крупными водоемами вероятность выпадения града уменьшается за счет ослабления здесь конвекции. Пастух и Сохрина<sup>62</sup> приходят к выводу, что частота выпадения града зависит от интенсивности гроз и орографии местности.

Град возникает благодаря замерзанию облачных капелек<sup>105б</sup>. Среди процессов, которые влияют на рост градин, важнейшим является коагуляция замерзших облачных капелек с переохлажденными жидкими. Вес наиболее крупных градин может достигать 10 кг, диаметр—30 см. Однако градины с диаметром более 1 см встречаются редко. Выпадение града длится обычно 2—4 минуты, в горных же условиях иногда наблюдается непрерывное выпадение града в течение 50 минут.

Иногда при разрядах молнии можно наблюдать изменение яркости отдельных цветов радуги и границ между цветами (особенно в радугах второго порядка). По-видимому, это связано с соответствующими изменениями в росте и величине капель дождя.

Туман и гроза могут существовать одновременно при наличии холодной водной поверхности, над которой в результате надвижения теплого воздуха создаются благоприятные для образования тумана условия<sup>43</sup>. Над таким туманом могут проходить грозы холодного фронта. Именно при таких условиях наблюдались грозы зимой 1931 г. в Карском море. На побережье Германии годовой ход туманов противоположен ходу гроз, так как здесь определяющее влияние на распределение туманов в году имеют туманы, связанные с хорошей погодой<sup>126</sup>.

По наблюдениям японских исследователей, в центральной зоне тайфуна не наблюдается никаких электрических явлений, свойственных обычным грозам, в то время как в периферической зоне тайфуна эти явления весьма интенсивны<sup>131</sup>. При прохождении воронки торнадо над местом наблюдения в Канзасе (США) Ганн отметил уменьшение напряженности электрического поля у земной поверхности от 100 до 40 В/см. Сильные

ураганы не сопровождаются громом и молнией. По нашему мнению, это происходит вследствие того, что при сильном ветре конвекция и разделение зарядов в облаках недостаточны для развития грозового процесса.

Влияние грозовых процессов простирается и на явления органического мира. Во время гроз электрические токи в морях и токи в земле испытывают значительные и быстрые колебания. Ввиду этого прохождение гроз должно нарушать нормальную миграцию морских рыб, так как по опытам Миронова<sup>58</sup> морские рыбы (сельдь, треска, килька и пикша) при наложении на водную среду электрического поля устремляются к аноду и при этом теряют способность реагировать на все прочие воздействия, кроме воздействия со стороны электрического поля. Со времен Гальвани известно, что лягушечьи ножки на медном крюке при прохождении грозы вздрагивают. Это—естественная реакция животного на перераспределение зарядов в системе тело лягушки—медный крюк под действием электрического поля грозового облака.

Уже давно была замечена у горных растений тенденция к удлинению ткани, что относили обычно на счет большой интенсивности электрических процессов в горах<sup>100а</sup>. Действительно, при воздействии на растение сильного электрического поля должно происходить некоторое вытягивание растения вдоль силовых линий поля.

Для оценки этого вытягивания можно использовать метод термодинамических потенциалов. Рассматривая внутриклеточное вещество растения как вязкую жидкость, будем иметь<sup>73</sup>:

$$\frac{\partial V}{\partial E} = -\frac{\partial P}{\partial p}, \quad (157)$$

где  $V$ —объем;

$E$ —напряженность электрического поля;

$P$ —поляризация;

$p$ —молекулярное давление.

Известно<sup>107</sup>, что

$$P = \frac{nmv^2}{3\alpha}, \quad (158)$$

где  $n$ —число молекул в единице объема жидкости;

$m$ —масса и  $v$ —скорость молекул жидкости;

$\alpha$ —число, меньшее единицы, характеризующее размах колебаний молекул.

Так как

$$P = nql, \quad (159)$$



где  $q$ —величина поляризационного заряда, то, исключая  $p$  из уравнений (158) и (159), получим

$$P = \frac{3\alpha q l p}{m v^2}. \quad (160)$$

Производная от уравнения (160) по  $p$  с использованием формулы (157) будет

$$\frac{\partial V}{\partial E} = -\frac{3\alpha q l}{m v^2}. \quad (161)$$

Обозначая площадь поперечного сечения объема поляризации через  $S$ , окончательно найдем

$$\frac{\partial L}{\partial E} = -\frac{3\alpha q l}{m v^2 S}, \quad (162)$$

где  $L$ —длина поляризованного участка растения вдоль поля.

Принимая  $\alpha \approx 0,1$ ,  $q l \approx 10^{-18}$  CGSE,  $m \approx 10^{-23}$  г,  $v \approx 10^4$  см/сек и

$S = 1$  см<sup>2</sup>, получим  $\frac{\partial L}{\partial E} \approx 3 \cdot 10^{-4}$  единиц CGSE. Этот результат имеет смысл физической оценки, так как для его получения были использованы ориентировочные данные. Но и он говорит о том, что при воздействии на растение достаточно сильного электрического поля происходит некоторое растяжение его вдоль силовых линий поля. Сохраняться же в растениях может лишь последствие электрического поля грозы, меньшее первичного воздействия примерно на порядок величины.

Немалое значение имеет грозовая деятельность и для обогащения почвы азотом. Согласно усредненным данным, каждый разряд молнии может образовать в атмосфере 80—1500 кг окиси азота, которая затем переносится в почву с дождем. В результате на каждый гектар поверхности почвы ежегодно поступает около 16 кг окиси азота. Следует, однако, отметить, что грозовые разряды восполняют лишь небольшую часть азота, которая используется растениями. Значительно большая роль в восполнении убыли азота из почвы принадлежит некоторым бактериям. Но ни деятельность бактерий, ни грозовые разряды не могут поддержать плодородие почвы. Для этого необходимо искусственное внесение в почву минеральных удобрений.

## Глава XIV

### ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ВОДЫ И ЛЬДА

Великий русский ученый Ломоносов был первым, кто обратил внимание на электрические свойства воды и льда. В трении «мерзлых паров о воздух» он видел причину грозового электричества<sup>31</sup>. Ломоносову были известны особые электрические свойства льда, из которого «выскакивает огонь с треском, буде он (лед) не имеет в себе воздушных пузырьков и по бокам не мокр. Им можно зажечь нефть». Способность льда при натирании наэлектризовываться некоторые ученые XVIII в. пытались использовать (не совсем удачно) для изготовления электростатических машин трения. После Ломоносова изучением электрических свойств льда много занимался Петров. В частности, Петрову принадлежат первые опыты по изучению электропроводности льда<sup>17а</sup>. Позднее Фарадей<sup>126</sup> обратил внимание на то, что при продувании надо льдом чистого воздуха последний не электризуется. Если же заставить капельки воды сталкиваться с ледяной поверхностью, то в результате обнаруживается положительная электризация льда и отрицательная—воды. Зоннке<sup>126</sup> тщательно проверил опыты Фарадея и во всех случаях подтвердил его результаты. Электризации не наблюдалось только тогда, когда лед плавился или покрывался пленкой воды. Помимо проверки опытов Фарадея, Зоннке поставил новые опыты. Он продавливал воду через специально устроенные ледяные капилляры и наблюдал при этом положительное зарядение льда и



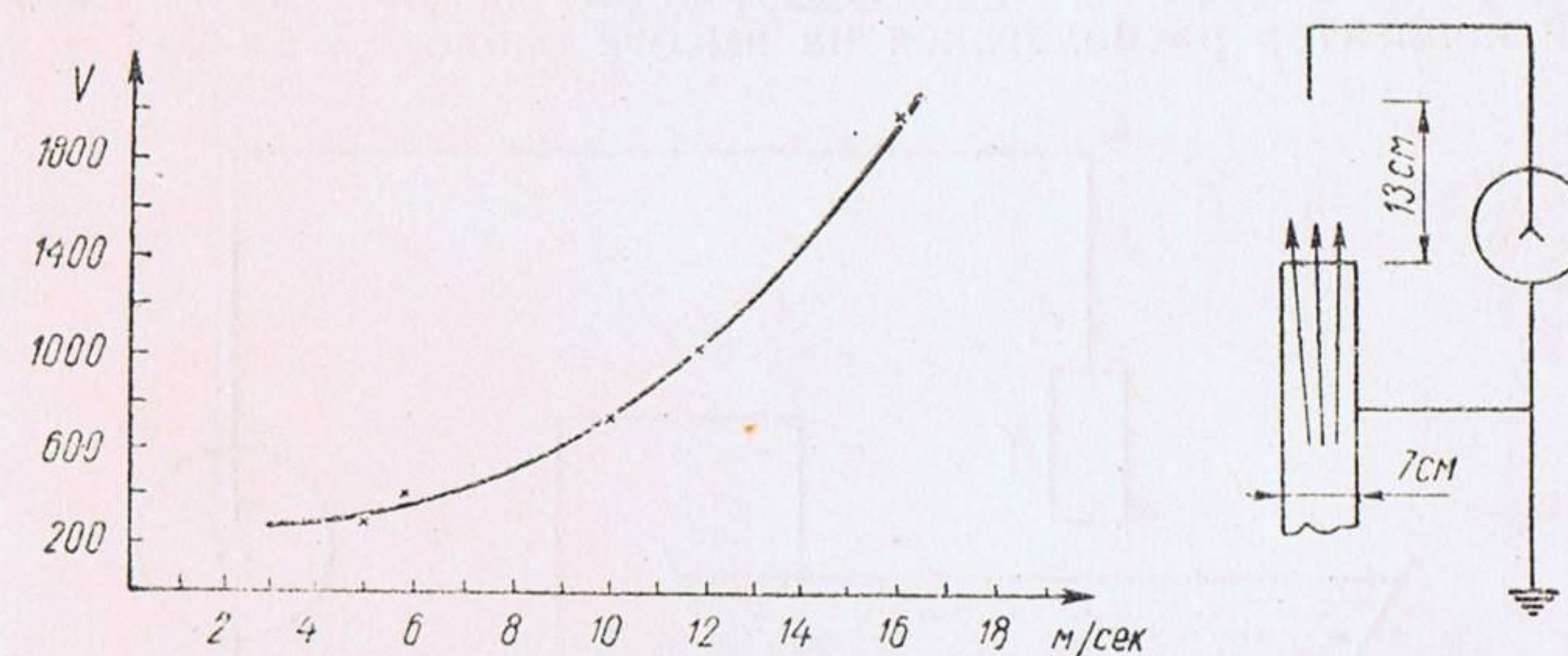
отрицательное—воды. При трении льда о другие тела (сталь, стекло, медь) лед получал положительный заряд, а другие тела — отрицательный.

Автором<sup>7ж</sup> было проведено несколько серий опытов, установивших значительную электризацию льда при его скоблении и дроблении. При дроблении льда циркулярной пилой, а также при скоблении металлическим скребком и в особенности стеклом мелкие ледяные осколки, падавшие в приемный сосуд электрометра, обнаруживали положительный заряд. При температурах льда от  $-12$  до  $-18^\circ\text{C}$  в результате скобления с ледяными осколками на приемную поверхность электрометра поступал положительный заряд, по порядку величины составлявший  $10^{-9}$  С на грамм ледяных осколков (при скоблении стеклом развивался несколько более значительный заряд, чем при скоблении металлом, однако в пределах одного и того же порядка величины). При понижении температуры льда с помощью охлаждающей смеси до  $-55^\circ\text{C}$  в результате скобления на приемную поверхность электрометра поступал положительный заряд, на порядок величины больший, чем в предыдущем случае. При этом уже после 30 скребок стеклом по льду приемная поверхность электрометра заряжалась от ледяных осколков до потенциала порядка 2 кВ. Однако при дальнейшем понижении температуры льда до температуры жидкого воздуха лед становился хрупким и вместо образования ледяной пыли при скоблении раскалывался по плоскостям спайности. Заряд осколков был при этом также положительным, но примерно в 300 раз меньше, чем при температуре  $-55^\circ\text{C}$ . В описанных опытах скобление льда проводилось как на открытом воздухе при температурах от  $-10$  до  $-18^\circ\text{C}$ , так и сразу же после внесения охлажденного льда из холодильника или с открытого воздуха в лабораторию с температурой  $+18^\circ\text{C}$ . Характер электризации ледяных осколков при этом существенно не менялся.

Однако наблюдались и такие случаи, когда снег и лед заряжались отрицательно. Линс<sup>134</sup>, например, указывает, что при продувании через сильно оксидированную железную решетку сухой снег заряжался отрицательно. В опытах Стегера<sup>156а</sup> изолированный кусок льда в воздухе подвергался трению о снег. Когда лед находился в нижних грубозерных слоях трущегося снега, он заряжался отрицательно, а когда перемещался на 2 м выше и приходил в соприкосновение с мелкими частицами снега, то принимал положительный заряд. К аналогичным результатам пришли впоследствии Пирс и Кюри, Чальмерс и Кумм<sup>141</sup>.

В опытах автора выпавший снег продувался затем через железную трубу диаметром 7 см. Установленный на расстоянии 13 см от конца трубы коллектор воспринимал от находившихся по преимуществу в нижней части потока крупных снежинок отрицательный заряд (фиг. 45). Положительный заряд концентрировался в верхней части потока.

Файнбротер<sup>134</sup> наблюдал отклонение в электрическом поле тонкой нити из твердого вещества, опущенной в его расплав. Во всех случаях им было отмечено положительное заряджение твердого тела относительно своего расплава, в том числе льда относительно воды. Следует отметить, что подобный эффект обнаруживают лишь полярные вещества. Это обстоятельство находится в полном согласии с опытами Окрента<sup>143</sup>, обнару-



Фиг. 45. Зависимость потенциала коллектора относительно земли от скорости потока снежной пыли.

На оси абсцисс—скорость потока снежной пыли, м/сек; на оси ординат—отрицательный потенциал коллектора относительно земли, В. Справа—схема опыта. В качестве коллектора использовалось острие. Опыт проводился при температуре воздуха  $-6^\circ\text{C}$ .

жившего у полярных веществ резкие изменения контактного потенциала в точке плавления. Скачки контактных потенциалов обусловлены резким изменением поляризации дипольных веществ при переходе из твердого состояния в жидкое.

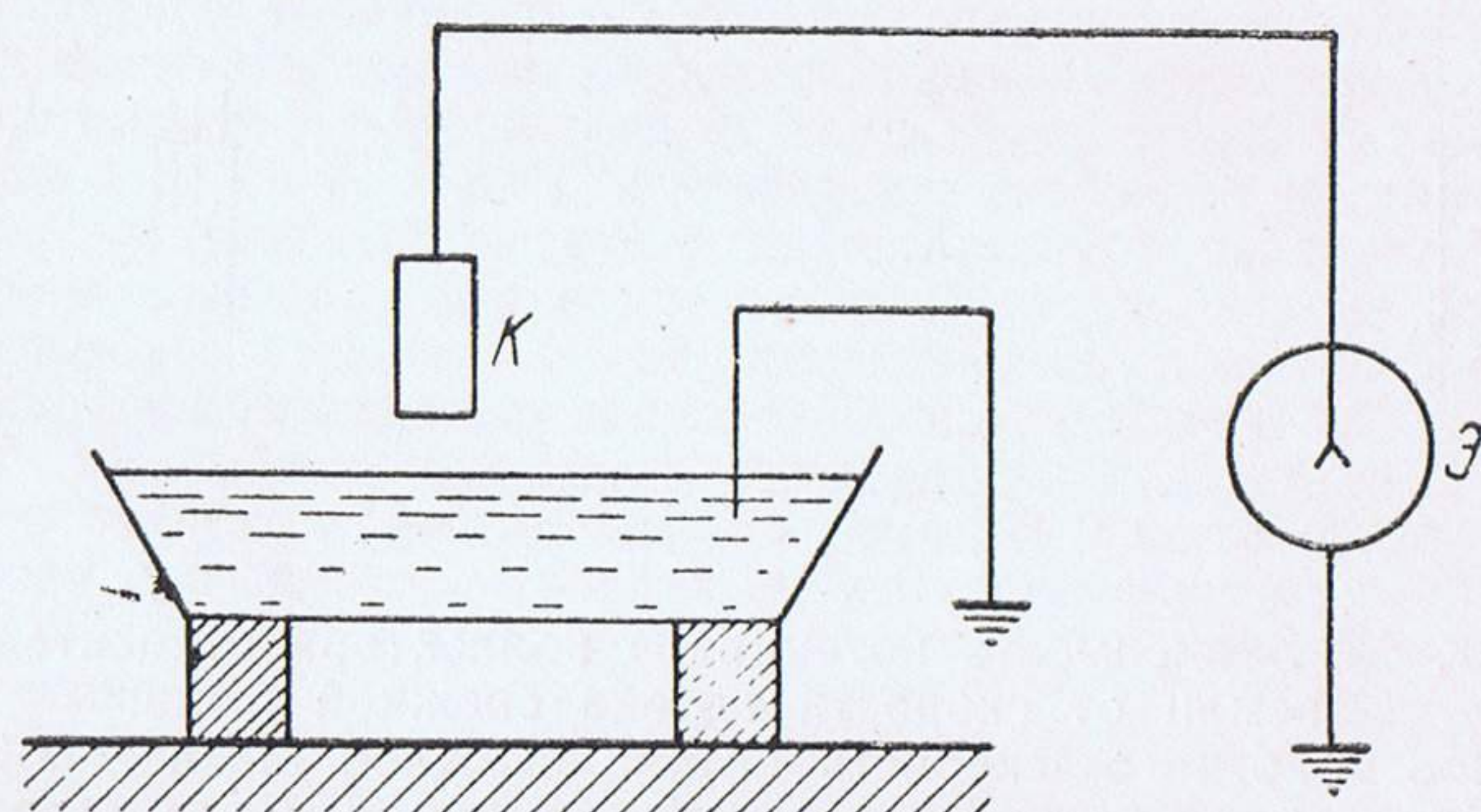
Эберт и Гофман<sup>18</sup> в ряде интересных опытов показали, что металлы и изоляторы, опущенные в жидкий воздух, сильно электризуются и притом отрицательно. Причина электризации заключается в трении этих тел о мелкие кусочки льда, содержащиеся в жидком воздухе. Извлеченные из жидкого воздуха и заряженные электричеством тела несут на своей поверхности тонкие ледяные нити в виде «усиков», которые направлены вдоль электрических силовых линий подобно тому, как железные опилки в магнитном поле устанавливаются вдоль магнитных силовых линий. Наблюдая рост ледяных кристаллов в сильном электрическом поле, Ше-



Фер<sup>147</sup> отметил образование длинных ледяных нитей, вытянутых в направлении поля, которые при достаточно сильных электрических полях разрывались на большое число мельчайших ледяных кристалликов.

Взаимные электрические свойства воды и льда характеризует контактная разность потенциалов между ними<sup>7а</sup>.

Измерение этой разности потенциалов было поставлено автором на открытом воздухе при температурах от  $-8$  до  $-12^\circ\text{C}$ . Радиотонный коллектор располагался на высоте около  $0,5$  см над поверх-

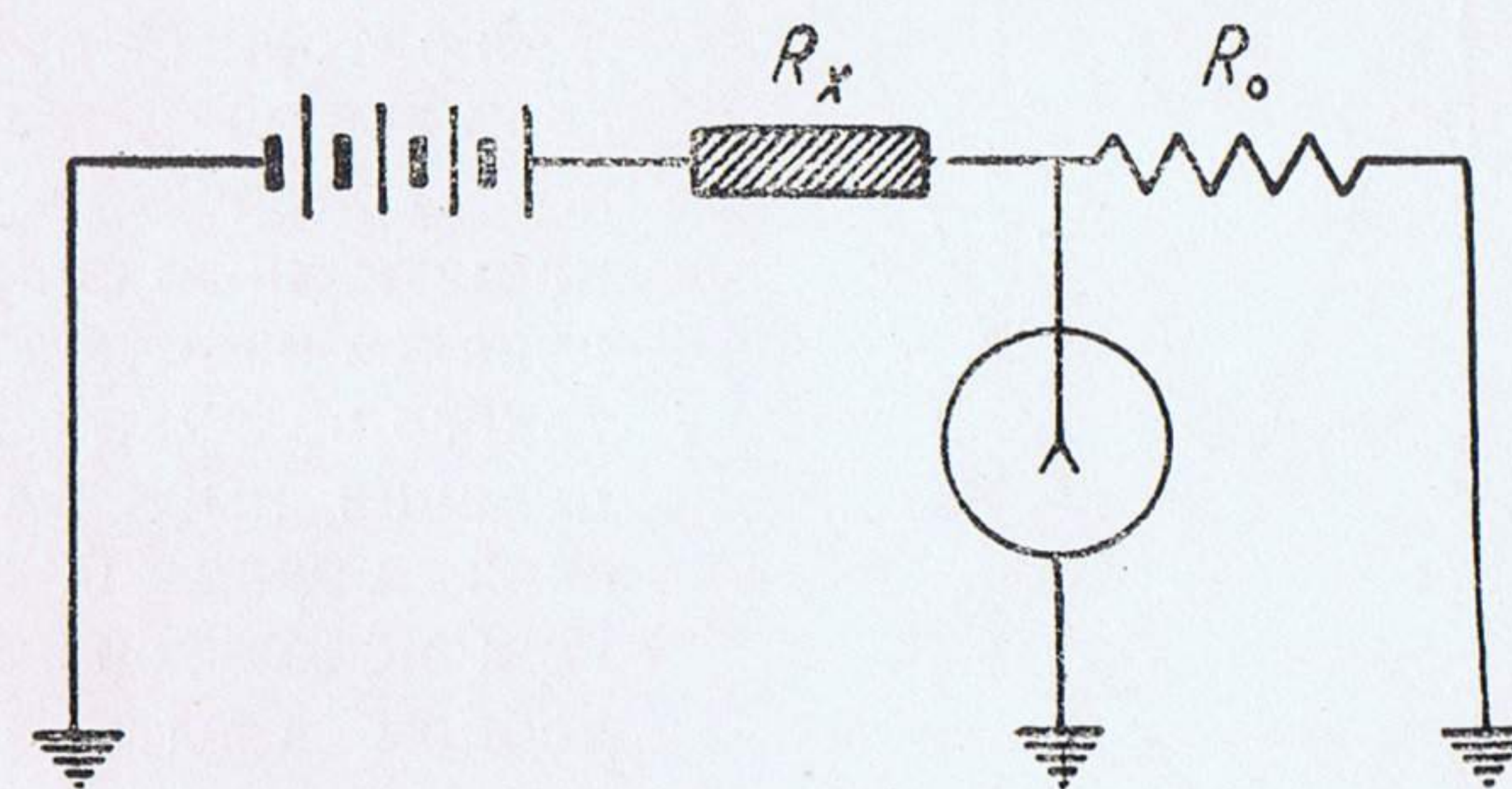


Фиг. 46. Схема опыта для измерения контактной разности потенциалов между водой и льдом:  
К—коллектор; Э—электрометр

ностью воды или льда и соединялся с электрометром (фиг. 46). Вода или лед, находившиеся в стеклянной ванночке под коллектором, на время измерений заземлялись. Сначала под коллектор помещалась вода, предварительно охлажденная примерно до  $+4^\circ\text{C}$ , и фиксировалось устанавливавшееся в течение 2—4 минут после включения измерительной системы показание электрометра. После этого, чтобы предупредить образование на коллекторе осадка воды или инея и ускорить замерзание, воздух в пространстве между водой и коллектором продувался вентилятором со скоростью  $2,5$  м/сек. Когда водная поверхность покрывалась сплошной коркой льда, вентилятор выключался и снова фиксировалось устойчивое показание электрометра. Разность показаний электрометра до и после замерзания водной поверхности и дает величину контактной разности потенциалов между водой и льдом. Среднее среднее из двадцати измерений по указанной схеме дает для контактной разности потенциалов между водой и льдом величину  $0,15$  В при амплитудных значениях  $0,2$  и  $0,1$  В. Описанные измерения дают основание для вывода, что электризация частиц в грозовых облаках может быть объяснена также и за счет обмена зарядами между каплями воды и кристаллами льда при их столкновениях между собой.

Для характеристики электрических свойств льда важно иметь

также представление о его поляризации. Измерение электродвижущей силы поляризации производилось автором по схеме, представленной на фиг. 47, где  $R_x$ —сопротивление льда;  $R_0$ —постоянное сопротивление порядка миллиона ом;  $U$ —разность потенциалов на зажимах батареи элементов;  $U_\varepsilon$ —фиксируемый электрометром потенциал относительно земли. Поляризация цилиндрического образца льда радиусом  $1$  см и высотой  $3,5$  см устанавливалась в течение часа. За это время (от начала измерения) потенциал электрометра



Фиг. 47. Схема для измерения поляризации льда

падал, приближаясь к предельному устойчивому значению. В начале измерений, при включении измерительной схемы под напряжение, по сопротивлению  $R_0$  проходил ток

$$I = \frac{U_\varepsilon}{R_0}. \quad (163)$$

Пользуясь формулой (163), находим электрическое сопротивление образца льда:

$$R_x = \frac{U - U_\varepsilon}{I} = \frac{(U - U_\varepsilon)}{U_\varepsilon} \cdot R_0. \quad (164)$$

Через  $t$  секунд после включения измерительной схемы (около часа) падение потенциала, фиксируемого электрометром, прекращается, и по цепи будет проходить ток

$$I_\varepsilon = \frac{U_\varepsilon t}{R_0}, \quad (165)$$

который, с другой стороны, равен

$$I_t = \frac{U - P}{R_x}. \quad (166)$$

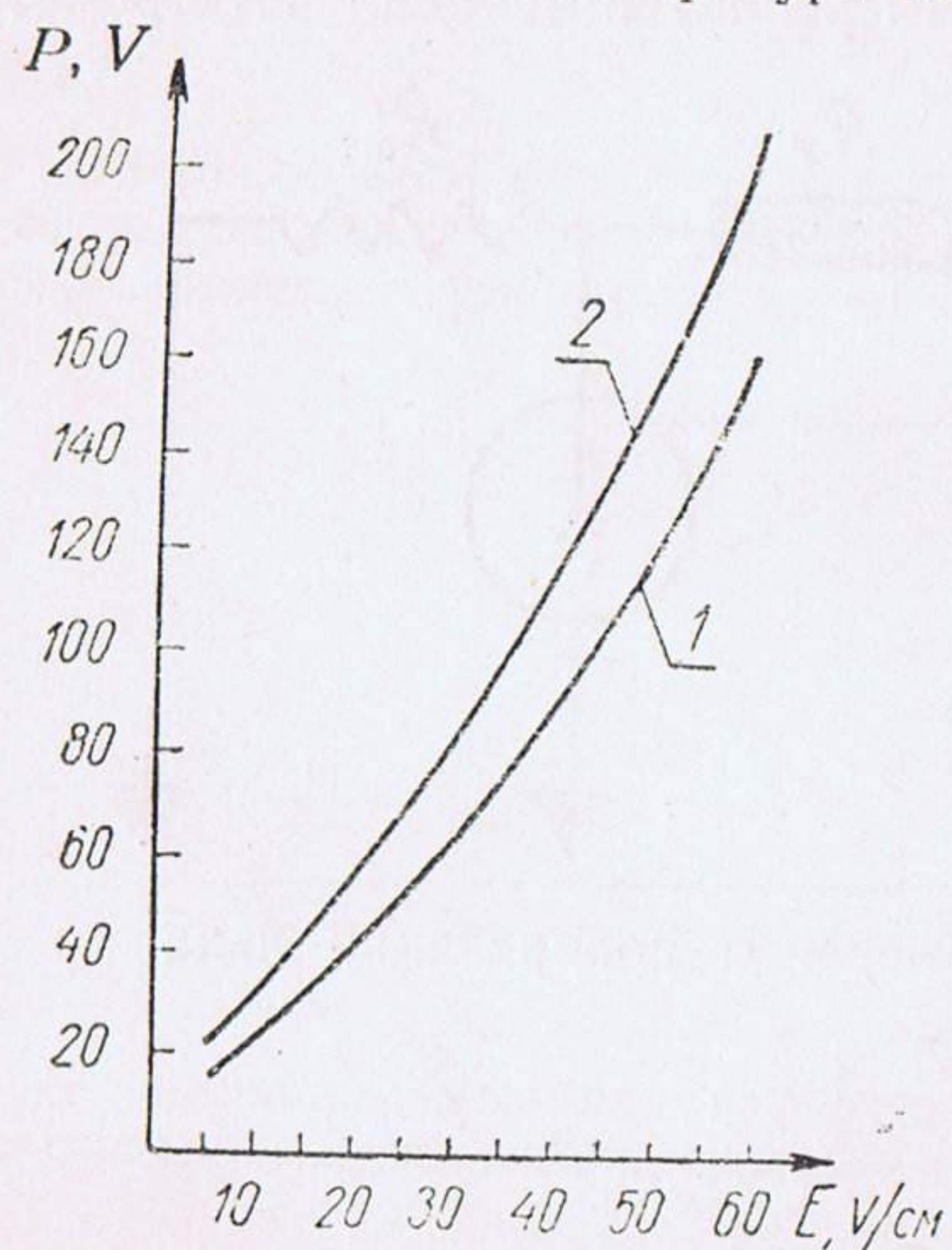
Используя уравнение (166), с учетом формул (164) и (165), будем иметь:

$$P = U - \frac{R_x}{R_0} \cdot U_\varepsilon t = U - \left( \frac{U - U_\varepsilon}{U_\varepsilon} \right) U_\varepsilon t. \quad (167)$$

По формуле (167) и производились измерения электродвижущей силы поляризации, которые для двух температур представлены на



фиг. 48. Относительная ошибка в измерениях не превышала 15%. Для предотвращения влияния на измерения электродвижущей силы поляризации окисления электродов, между которыми зажимался лед, электроды были полужены и их состояние контролировалось при каждом измерении. Лед вместе с примороженными к нему электродами помещался в термостат, где с помощью охлаждающей смеси необходимая температура поддерживалась постоянной <sup>7ж</sup>.



Фиг. 48. Зависимость электродвижущей силы поляризации льда  $P$  от напряженности приложенного поля  $E$ :  
1—при  $-10^{\circ}\text{C}$ ; 2—при  $18^{\circ}\text{C}$

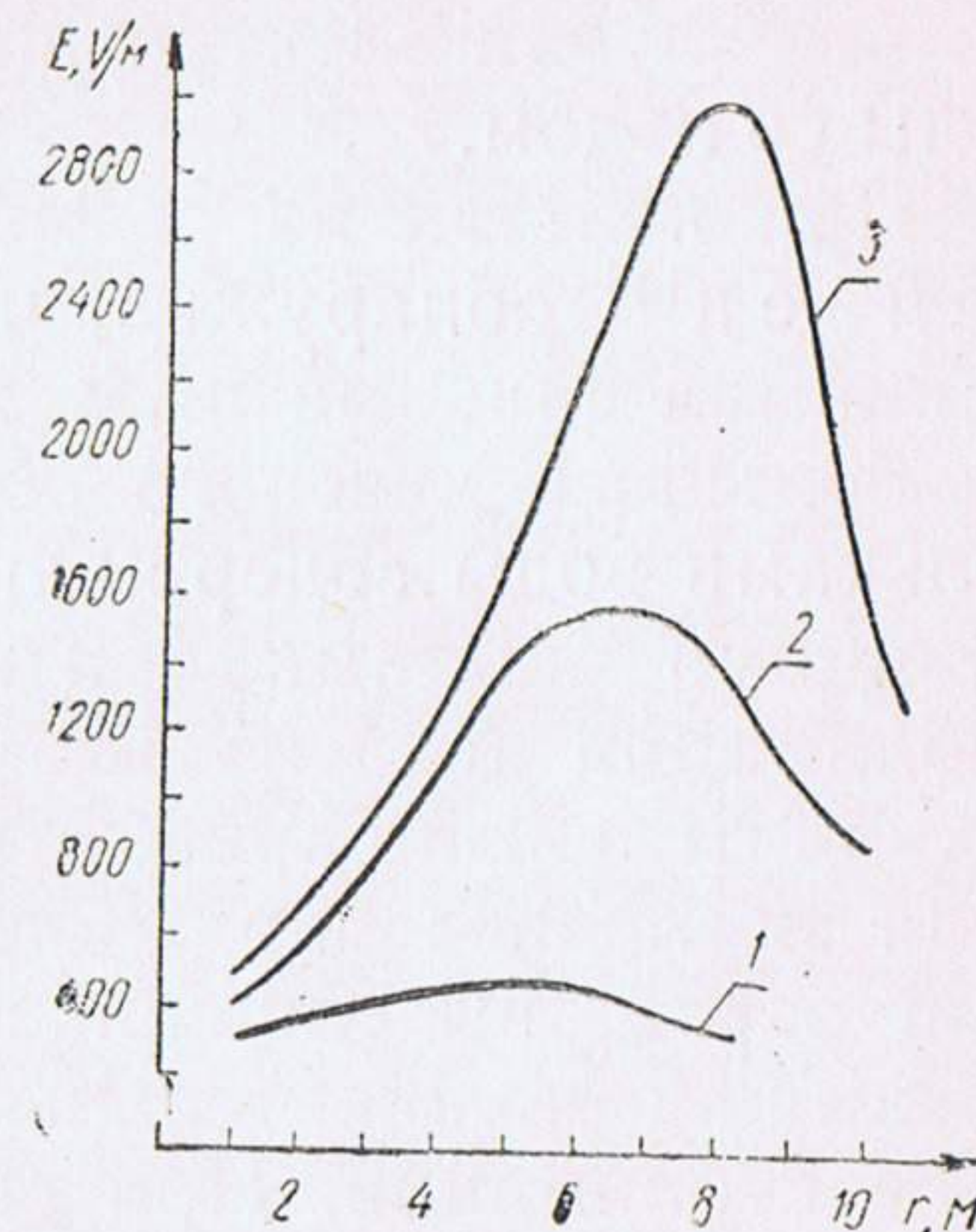
ния электризации аэрозолей при вулканических грозах). Дингер и Ганн <sup>122</sup> продували воздух надо льдом в момент замерзания последнего и наблюдали при этом слабое заряджение воздуха отрицательным электричеством. Это заряджение в значительной мере усиливалось при плавлении льда. При этом лед, в котором не было захваченных пузырьков воздуха, не обнаруживал усиления электризации. Увеличение отрицательного заряда воздуха при плавлении льда обусловлено выделением из него пузырьков воздуха. Присутствие во льду примесей щелочей уменьшает и при достаточных концентрациях полностью прекращает дополнительную электризацию при плавлении.

При выпуске из парового котла в атмосферу капельно-паровой струи наблюдается значительная положи-

В опытах Стегера <sup>156а</sup> лабораторный воздух, содержащий едва заметное количество тумана нашатырного спирта, продувался надо льдом. Литр такого воздуха после продувания имел электрический заряд 0,02 CGSE. При использовании в подобном опыте плотного аммиачного тумана количество выделявшегося электричества увеличилось вдвое. Один грамм печной сажи, продувавшейся надо льдом, заряжал его до напряжения  $+133\text{ В}$ , что соответствует заряду 2,8 CGSE (этот опыт может иметь большое значение для объясне-

тельная электризация воздуха. Явление это известно с 1840 г.

На фиг. 49 представлена, по измерениям автора <sup>7ж</sup>, зависимость градиента потенциала воздуха от расстояния до сопла при различных давлениях выпуска. Градиент потенциала воздуха относительно земли измерялся сразу после прекращения выпуска капельно-паровой струи вдоль ее оси с помощью радиаториевого коллектора и электрометра. Полученные результаты были затем проверены на паровозе серии «Щ» и полностью подтвердились как в отношении знака заряда воздуха, так и в отношении порядка величины градиента потенциала. Однако при выпуске из компрессора сжатого воздуха никакой электризации его не наблюдалось до давления 6 атм включительно. Это полностью совпадает с известными результатами по исследованию электризации сжатых газов при выпуске их из сопел в атмосферу: электризация в этом случае наблюдается только при загрязнении газового потока жидкостью или частицами твердого аэрозоля.



Фиг. 49. Зависимость градиента потенциала объемного заряда  $E$  от расстояния  $r$  до сопла по оси потока при различных давлениях: 1—1; 2—2; 3—6 атм

Известную ясность в вопрос о причинах некоторых из описанных видов электризации вносит явление фотоэффекта. При изучении фотоэффекта с поверхности воды Оболенский <sup>131</sup> обнаружил, что вода чувствительна к фотоэффекту для участка спектра ниже  $130\text{ м}\mu$  (по современным данным красная граница фотоэффекта для воды равна  $202,5\text{ м}\mu$ ). Абсолютное значение фототока с поверхности воды составляет в среднем  $1/400$  долю значения той же величины для окиси меди. Растворенные в воде хлориды понижают фотоэлектрическую чувствительность воды, сульфаты, карбонаты и нитраты повышают ее, причем одновременно происходит смещение активного участка спектра. Фотоэлектрическая чувствительность у льда значительно больше, чем у воды, и по абсолютному значению составляет 70% фотоэлектрической чувствительности окиси меди, а для участка спектра около  $780\text{ м}\mu$  даже ее перекрывает. Бюиссон <sup>131</sup> в результате опытов по изучению фото-



эффекта с ледяных кристаллов пришел к выводу, что фотоэлектрическая чувствительность льда лежит в пределах 0,1—0,05 фотоэлектрической чувствительности цинка. Если принять во внимание приведенные фотоэлектрические характеристики, то становятся понятными все случаи электризации, когда имеет место контакт воды со льдом.

При полетах на самолете вблизи облаков Финдейзен<sup>134</sup> обнаружил, что самолетный радиоприемник принимал сильный шум, когда самолет находился вблизи большого кучевого облака, в котором наряду с капельками воды содержались ледяные кристаллы. Последующими опытами Финдейзен установил, что при сублимации льда из воздуха на опытном теле возникал положительный заряд, а при испарении льда с опытном тела последнее заряжалось отрицательно. Отрицательный заряд, выделявшийся при испарении, значительно превышал положительный заряд, образывавшийся в ходе сублимации. При скорости ветра 0,35 м/сек средняя скорость заряжения опытном тела в процессе сублимации равнялась по Финдейзену  $4 \cdot 10^{-16}$  С/см<sup>2</sup>.сек, длительность заряжения менялась в пределах 5—10 сек. При длительности опыта около 20 мин скорость заряжения к концу опыта уменьшалась до  $2 \cdot 10^{-16}$  С/см<sup>2</sup>.сек. Во время испарения ледяных кристаллов скорость заряжения была равна  $4 \cdot 10^{-15}$  С/см<sup>2</sup>.сек. Положительный заряд опытном тела при сублимации Финдейзен объясняет, в согласии с опытами Фарадея, как результат столкновения капель воды с кристаллами льда. Причину отрицательного заряда опытном тела при испарении инея Финдейзен указать не мог.

Клей и Кремер<sup>141</sup>, занимавшиеся проверкой опытов Финдейзена, не подтвердили всех его результатов. Они нашли небольшой положительный заряд опытном тела в самом начале процесса инееобразования и значительный отрицательный заряд в дальнейшем ходе процесса. Авторы не наблюдали никаких электрических эффектов при плавлении инея. При относительной влажности воздуха ниже 50% отрицательный заряд при испарении инея также не отмечался.

Заряжение опытном тела при сублимации Клей и Кремер объясняют следующим образом. После первого компактного слоя льда ледяные иглы, опускаю-

щиеся на поверхность льда, будут электрически поляризованными, причем верхние части игл приобретают отрицательный поляризационный заряд, а нижние — положительный. Положительные ионы воздуха начнут, естественно, притягиваться отрицательными концами ледяных игл. Этот процесс обуславливает начальный положительный заряд опытном тела. После того, как на теле вырастет большой слой инея, покрытая инеем шероховатая поверхность больше не будет захватывать положительных ионов, и заряд опытном тела станет только отрицательным.

Мы считаем, что как предположения Финдейзена, Клея и Кремера, так и некоторые результаты их опытов, нуждаются в тщательной проверке и не имеют силы твердо установленных теорий и фактов.

В опытах Лэддера<sup>141</sup>, которые проводились на вершине горы, иней отлагался на медленно вращавшихся металлических стержнях и сообщал им сильный отрицательный заряд, в то время как окружающий воздух заряжался положительно. При этом генерация заряда возрастала с понижением температуры. К аналогичным результатам пришли Вейкман и Кампе<sup>141</sup> в результате опытов по осаждению инея на металлических стержнях в условиях лаборатории.

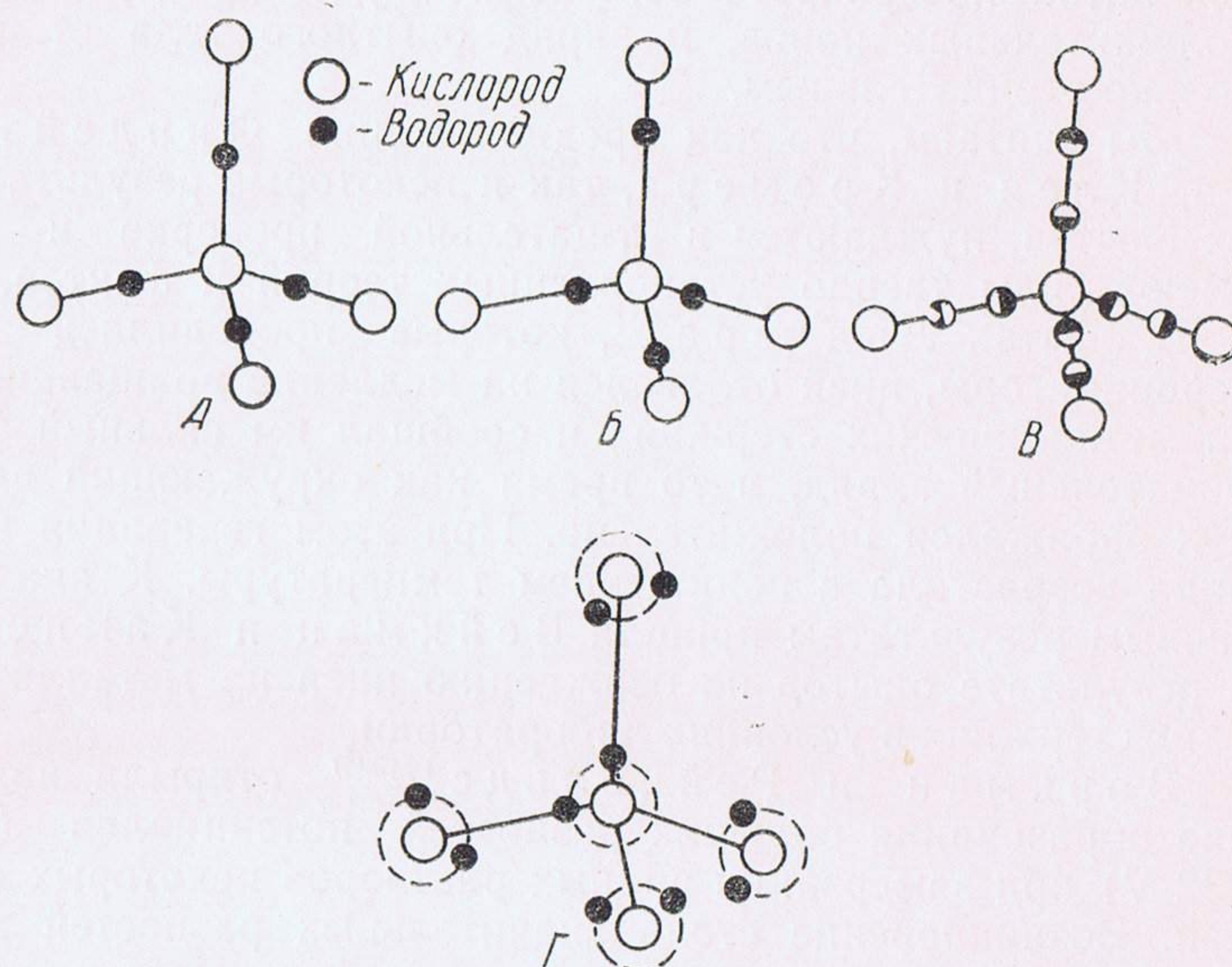
Воркман и Рейнольдс<sup>164a,b</sup> открыли явление образования больших разностей потенциалов (до 232 В) при замерзании водных растворов некоторых солей. Возникновение столь значительных разностей потенциалов не имеет теоретического объяснения и, возможно, является результатом недостаточно тщательного учета всех условий опыта.

Наблюдениями грозowych облаков с помощью радара обнаружено существование «яркой линии» в отражении радиоволн от облаков<sup>138</sup>. Она создается благодаря отражению радиоволн от слоя облака толщиной порядка 500 м вверх от уровня замерзания. В результате сопоставления радарных наблюдений с одновременными промерами осадков с самолета было установлено, что выше «яркой линии» шел снег, ниже ее — дождь и в самой полосе «яркой линии» падал расплавленный снег. На наш взгляд, «яркая линия» свидетельствует о наличии в слое несколько выше уровня замерзания воды повы-



шенной концентрации облачных частиц, обуславливающих усиленное отражение радиоволн.

Большой дипольный момент молекулы воды ( $1,84 \cdot 10^{-18}$  CGSE) позволил ряду исследователей высказывать предположение, что по своей структуре вода сходна с кварцем. При переходе из воды в лед атом кислорода занимает места в узлах решетки, подобной решетке вурцита. Однако новейшие, исследования показывают;



Фиг. 50. Предполагавшиеся до 1949 г. (А, В, В) и современная (Г) схемы размещения атомов водорода в кристаллической решетке льда. Полузачерненные кружки означают наличие нескольких устойчивых состояний у атома водорода

что кристаллическая структура льда очень близка к кристаллической структуре иодистого серебра. Именно благодаря этому кристаллы иодистого серебра с успехом выполняют роль эффективных ядер сублимации в атмосфере.

В результате исследования структуры льда с помощью дифракции медленных нейтронов Воллен, Дэвидсон и Шюлл<sup>162</sup> установили, что в кристаллах льда атомы водорода вращаются вокруг соответ-

ствующих атомов кислорода (фиг. 50), что существенно для понимания рыхлости его структуры. Опытами доказано, что лед даже при очень низких температурах сохраняет еще значительную энтропию, благодаря чему кристалл льда может иметь одну из большого числа конфигураций, каждая из которых соответствует определенной ориентации молекул воды. При повороте или передвижке некоторых молекул возможен переход из одной конфигурации в другую. Форма молекул воды препятствует точному линейному расположению диполей, благодаря чему их оси составляют одна относительно другой угол, несколько меньший  $180^\circ$ . С ростом ассоциации молекул этот угол уменьшается, и поляризация падает. При затвердевании полярных жидкостей фиксация диполей в определенных положениях снижает величину поляризации и уменьшает значение диэлектрической проницаемости. В случае затвердевания неполярных жидкостей значительных изменений в поляризации не происходит, за исключением небольшого изменения диэлектрической проницаемости, соответствующего новому значению плотности вещества. Эррера<sup>134</sup> показал, что диэлектрическая проницаемость уменьшается с возрастанием частоты электрического поля и вязкости и с увеличением температуры тела. Для льда эти результаты были подтверждены опытами Винча в лаборатории Дебая<sup>18</sup>. Диэлектрическая проницаемость воды при  $0^\circ\text{C}$  равна 88 лишь при измерении в постоянном электрическом поле или в переменном поле с частотой не более  $10^8$  циклов в секунду.

Оплата<sup>18</sup> изучал по методу зондов пространственный заряд во льду при переменной электризации и обнаружил, что в том случае, когда лед получен из очень чистой воды, но не в вакууме, такие заряды весьма ясно выражены и могут доводить диэлектрическую проницаемость до 2500—2700. В случае замораживания воды, над которой находились только ее пары, пространственных зарядов во льду не оказывалось. Электропроводность сухого льда и снега весьма мала, во много раз меньше электропроводности воды, благодаря чему в практике иногда применяется прокладка голых электрических проводов по льду (при мокром льде или снеге такая прокладка теряет смысл). Обычная дистил-



лированная вода имеет удельное сопротивление порядка  $10^6 \text{ } \Omega/\text{см}^3$ . Удельное сопротивление приготовленного из такой воды льда достигает  $3,67 \cdot 10^7 \text{ } \Omega/\text{см}^3$  при  $0^\circ\text{C}$  и при  $-19,3^\circ\text{C}$  возрастает до  $3,86 \cdot 10^9 \text{ } \Omega/\text{см}^3$ .

Удельное сопротивление воды с увеличением температуры уменьшается. Различные примеси оказывают значительное влияние на удельное сопротивление воды и почти не изменяют удельного сопротивления льда. Электропроводность льда объясняется исключительно миграцией ионов  $\text{H}_3\text{O}^+$  и  $\text{OH}^-$  посредством перескоков протонов<sup>117</sup>. У воды только часть электропроводности объясняется протонными перескоками, причем скорость протонных перескоков в воде меньше, чем во льду. На электропроводность воды значительное влияние оказывают также ионы, возникающие в результате ее частичной диссоциации.

Основательное изучение электрических свойств воды и льда является одной из необходимых предпосылок к правильному решению вопроса о причинах грозообразования.

## Глава XV

### БАЛЛОЭЛЕКТРИЧЕСКИЙ ЭФФЕКТ

В 1786 г. в Берне Траллес<sup>129</sup> опубликовал наблюдения над электризацией воздуха у водопадов. Однако он не называл себя автором открытия. Через некоторое время Вольта<sup>6</sup> подтвердил наблюдения Траллеса. Вначале Траллес полагал, что воздух у водопадов сообщает заряд водяная пыль вследствие ее трения при опускании к земле, но затем, следуя гипотезе Вольта, он усматривал причину электризации воздуха в испарении водяных капель при их падении на землю. С возражениями против гипотезы Вольта выступил Белли<sup>6</sup>, который видел причину заряжения воздуха у водопадов в индукционном действии электрического поля земли. Полемика между Вольта и Белли так и не была завершена решающим экспериментом, хотя, как указывает Араго<sup>6</sup>, наблюдения во время грозы, когда электрическое поле у земли часто меняет знак, могли бы решить вопрос, кто из них ближе к истине. В 1890 г. отрицательную электризацию воздуха у водопадов, простирающуюся до уровня 500 м над местом падения воды, наблюдали Эльстер и Гейтель<sup>135</sup> на высоте Зоннблика. В 1892 г. подробную работу об электричестве водопадов опубликовал Ленард<sup>135</sup>. Он объяснял это явление за счет разрывания двойного электрического слоя на поверхности жидкости. Впоследствии Ленард пришел к выводу, что определяющим является не внешний двойной слой на поверхности жидкости, а лежащий внутри жидкости двойной электрический слой. В 1894 г. Томсон<sup>79</sup> отметил, что эффект электризации воздуха у водопадов наблюдается



и в пещерах, и в узких ущельях. Томсон объяснил происходящую при этом электризацию химическим взаимодействием компонентов двойного электрического слоя на поверхности жидкость—газ и высказал мнение, что электризация должна зависеть как от природы жидкости, так и от природы окружающего газа<sup>71</sup>. Такие жидкости, как, например, фенол и флюоресцин, согласно опытам Томсона, меняют знак электризации, если они распыляются не в воздухе, а в водороде. В 1913 г. Христиансен<sup>72</sup> назвал рассматриваемое явление «баллоэлектрическим эффектом» и последующими экспериментами показал, что определяющая роль в нем принадлежит дипольному моменту молекул на поверхности раздела жидкость—газ. В 1940 г. Френкель<sup>124</sup> объяснил возникающее при разбрызгивании жидкости свечение пузырьков за счет электрического разряда, который имеет место в атмосфере пузырька в момент его образования.

Интересно привести некоторые цифровые данные, характеризующие баллоэлектрический эффект в естественных условиях. В 1902 г. Рахманов<sup>73</sup> нашел, что отношение количества отрицательных зарядов к количеству положительных в воздухе у водопада Учан-Су в Крыму равно 6,2. Рудж<sup>146</sup>, проводивший измерения электризации воздуха у водопада Виктория на реке Замбези в Африке, получил для напряженности электрического поля у водопада значение 25 kV/м. На расстоянии 1,6 км от водопада электрическое поле принимало уже нормальный характер. Утром и вечером высота капельного облака над водопадом, по наблюдениям Руджа, возрастала, днем уменьшалась. В 1947 г. Чернявский<sup>1006</sup> у водопада на реке Ак-Су в Средней Азии отметил превышение отрицательного заряда над положительным в 3—4 раза. Чернявский установил, что электризация воздуха у водопада усиливается с возрастанием скорости ветра и с повышением расхода воды в реке. Вблизи берегов морей воздух вместо отрицательного приобретает положительный заряд вследствие того, что здесь происходит разбрызгивание не чистой, а соленой воды. В 1889 г. Экснер проводил измерения электрического поля на трассе Индийский океан—Бомбей—Цейлон. Вблизи берегов им была обнаружена значительная положительная электризация.

В 1912 г. Берндт<sup>74</sup> при измерениях в Атлантическом океане нашел, что усиление ветра увеличивает количество положительных ионов над морем по сравнению с количеством отрицательных. Это, по мнению Берндта, является следствием распыления морской воды. Отношение количества положительных зарядов к количеству отрицательных в воздухе над морем характеризуется следующими цифрами:

Бурное море . . . . .	2,04
Довольно бурное море . . . . .	1,44
Свежая зыбь . . . . .	1,48
Легкая зыбь . . . . .	1,21

В 1915 г. Гезехус<sup>105a</sup> высказал предположение, что причиной электризации жидкостей при их распылении является меньшая плотность поверхностного слоя жидкостей сравнительно с их внутренними слоями. Электризация воздуха при распылении воды происходит, по мнению Гезехуса, подобно тому, как электризуется пыль при сдувании с почвы или снег при сдувании с ледяной поверхности.

Характерной особенностью баллоэлектрического эффекта является то, что он наблюдается только у дипольных жидкостей. Бюль<sup>75</sup> приводит следующую таблицу, показывающую значение дипольного момента молекул жидкости для рассматриваемого явления.

Таблица 3

Связь между дипольным моментом жидкости и эффектом ее электризации при разбрызгивании

Жидкость	Дипольный момент $\times 10^{-18}$ CGSE	Эффект электризации в относительной мере	
		+	—
Бензол	0	0	0
Гексан	0	0	0
Ксилол	0	0	0
Ацетон	2,7	14	14
Метилалкоголь	1,7	22	26
Нитробензол	3,9	60	64



Томсон<sup>7у</sup> из своих экспериментальных исследований нашел, что для дистиллированной воды электризация увеличивается с температурой:

Температура, °С	Электризация в относительной мере
15	230
75	390
95	420

Ленард<sup>135</sup> установил приблизительную связь между плотностью газа и величиной баллоэлектрического эффекта. Оказалось, что эффект уменьшается от более легкого к более тяжелому газу. Однако при распылении воды в воздухе, загрязненном табачным дымом, эффект электризации усиливается.

Если, согласно Ленарду и Томсону, принять баллоэлектрические данные для атмосферного воздуха за единицу, тогда получим для произвольно выбранных газов следующую зависимость эффекта электризации при разбрызгивании от давления окружающего газа (табл. 4):

Таблица 4  
Влияние давления газа на электризацию жидкостей при разбрызгивании

Давление, атм	Углекислый газ	Атмосферный воздух	Светильный газ	Водород
20,8	1,37	1	1,81	2,47
25,7	1,03	1	1,55	2,10
31,0	0,89	1	1,48	2,04
35,9	0,89	1	1,48	—

Подвижность и размеры получающихся при разбрызгивании частиц изучены еще недостаточно и поэтому в данной области нет общепринятого мнения. Так, Буссе и Блеквуд<sup>7у</sup> считают, что при разбрызгивании жидкостей образуется непрерывный спектр подвижностей заряженных частиц, в то время как Нолан<sup>7у</sup> утверждает, что при этом образуется дискретный спектр подвижностей. Бюль<sup>7у</sup> оценивает подвижность

образующихся в процессе разбрызгивания частиц в границах  $0,5—0,05 \frac{\text{см}}{\text{сек}} / \frac{\text{В}}{\text{см}}$ , в то время как Келер<sup>131</sup>

указывает  $4,17 \frac{\text{см}}{\text{сек}} / \frac{\text{В}}{\text{см}}$ . Согласно Чепмену<sup>120</sup>, подвижность заряженных частиц, образующихся в процессе баллоэлектрического эффекта, варьирует в пределах  $0,25—2 \frac{\text{см}}{\text{сек}} / \frac{\text{В}}{\text{см}}$ . Работы Фрумкина<sup>7у</sup> также

не подтверждают результатов Бюля, относящихся к подвижности частиц. Для радиуса частиц Бюль приводит числа от  $3 \cdot 10^{-8}$  до  $40 \cdot 10^{-8}$  см.

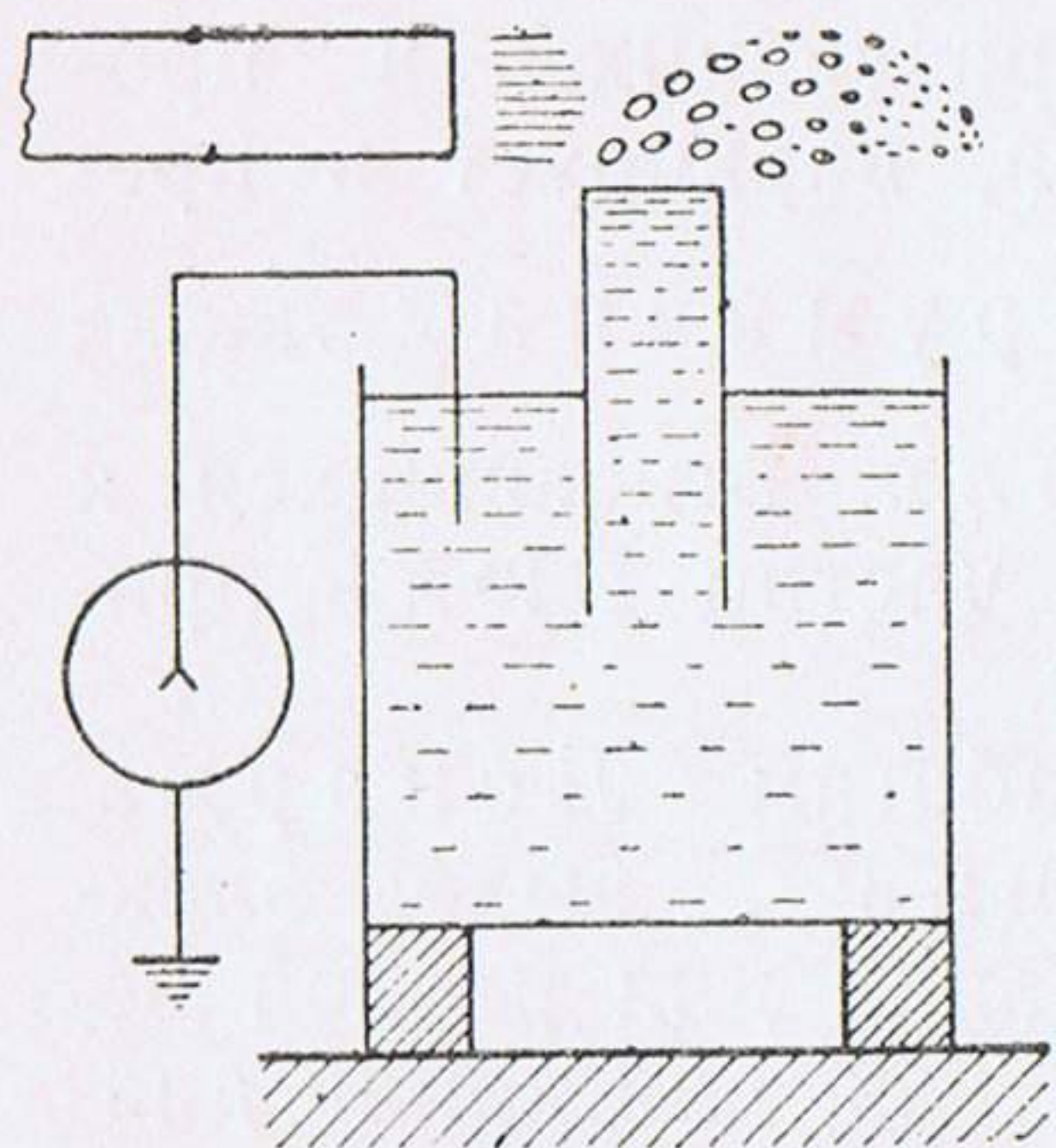
Согласно экспериментальным работам Ленарда, Бекера, Симпсона и Аганина<sup>7у</sup>, выход электричества при эффекте разбрызгивания для разной величины капель несколько различен. Так, для капли диаметром 4,4 мм при скорости падения 6,8 м/сек образуется  $0,89 \cdot 10^{-12}$  С/см<sup>3</sup>, в то время как для капли диаметром 0,4 мм при скорости падения 4 м/сек образуется  $10^{-12}$  С/см<sup>3</sup>. Чепмен<sup>120</sup> при интенсивном разбрызгивании в аналогичных условиях наблюдал заряд порядка  $100 \cdot 10^{-12}$  С на каплю. Можно принять, в согласии с многочисленными экспериментами, что порядок величины выхода электричества в эффекте при средней интенсивности разбрызгивания составляет  $10^{-12}$  С/см<sup>3</sup>.

Характерной особенностью баллоэлектрического эффекта является также тот факт, что наибольшая электризация воздуха наблюдается у чистой воды и с увеличением концентрации посторонних веществ уменьшается и даже меняет знак (в естественных условиях, например, у берегов морей и над морской поверхностью). Уменьшение выхода электричества, вплоть до обращения знака, при добавлении к жидкости кислот происходит при меньшей концентрации, чем при добавлении солей. Ленард объясняет это увеличением нейтрализации ионов в жидкости с повышением концентрации растворенного вещества. Отметим, что Ленард наблюдал также уменьшение электризации жидкости при разбрызгивании с увеличением ее вязкости.

В теории баллоэлектрического эффекта до сих пор не совсем было ясно, когда происходит электризация капель: в момент отрыва их от поверхности жидкости или в результате столкновения между собой в воздухе? Для выяснения этого вопроса нами были постав-



лены следующие опыты. Воздух, сжатый до давления 5 атм, выпускался из сопла диаметром 0,8 см на поверхность воды, налитой в изолированный от земли аквариум. Образовавшиеся при этом крупные и мелкие капли вылетали из сосуда с отрицательным зарядом, сам же сосуд заряжался положительно. Тот же качественный результат, но уже с каплями меньшей дисперсности, наблюдался, когда выходящий из сопла сжатый воздух был использован в системе изолированного от земли пульверизатора (фиг. 51). Таким образом, мы можем заключить, что капли электризуются в момент отрыва от водной поверхности. Чтобы установить электризацию отдельных капель, отрывающихся от капилляра, капельница с выходным отверстием для капель диаметром 1,5 мм помещалась последовательно на высотах 3 и 5 м над поверхностью каменного пола в закрытом помещении. Падавшие капли улавливались у поверхности пола приемным сосудом электрометра Эдельмана, не позволявшим разлетаться брызгам. Несмотря на хорошую изоляцию измерительной системы от земли и сравнительно высокую чувствительность электрометра (0,1 V на деление), ни в одной из многочисленных проб (по 100 капель в каждой) преобладающий заряд капель обнаружен не был. Однако он появлялся, как только капли начинали разлетаться.



Фиг. 51. Электризация воды при ее распылении струей сжатого воздуха

Согласно Ленарду, точку зрения которого поддерживал и развивал Френкель, внутри жидкости имеется двойной электрический слой. Отрицательная электризация воздуха у водопадов, по Ленарду, возникает за счет вырывания отрицательного заряда с поверхности капли (из внутреннего двойного электрического слоя) при тангенциальных смещениях воды во время падения капель на препятствия или при обтекании капель турбулентным потоком воздуха. По мнению Ленарда, область отрицательного заряда в двойном электрическом слое простирается до  $80 \cdot 10^{-8}$  см в глубь капли. Далее, до глубины  $130 \cdot 10^{-8}$  см, простирается область положительных зарядов.

Христиансен и Фрумкин указывают на существование корреляции между разностью потенциалов на поверхности жидкость—газ и интенсивностью электризации при разбрызгивании, что непосредственно не объясняется гипотезой Ленарда. В 1946 г. Леон-

тович и Натансон<sup>79</sup> построили теорию заряжения капель при распылении электропроводящей жидкости за счет флуктуации плотности заряда в распыляемой жидкости, но их теория пока не разработана до такой степени, чтобы объяснить все особенности рассмотренного эффекта (влияние среды, в которой производится разбрызгивание, зависимость от вязкости жидкости и т. д.).

Мы считаем, что основное содержание гипотезы Ленарда справедливо: причиной электризации жидкостей при их распылении является внутренний двойной электрический слой. Но этот слой существует только у дипольных жидкостей, так как только у них поле диполей будет простирается на некоторую глубину внутрь жидкости и концентрировать вблизи ее границы свободные заряды. У недипольных жидкостей электрическое поле двойного слоя внутрь жидкости не проникает. Так как при распылении жидкостей образуются пузыри, в тонкой пленке которых заряд поверхности жидкости уже не будет скомпенсирован зарядом внутренних слоев, то в окружающую среду вместе с мельчайшими частицами жидкости уходит избыточный заряд тонкой пленки пузырей. При адсорбции поверхностью жидкости свободных зарядов из ее внутренних слоев происходит уменьшение эффективной величины электрического поля внутреннего двойного слоя и затем изменение его знака. Этим объясняется перемена знака электризации при добавлении к чистым жидкостям примесей. Корреляция между разностью потенциалов на поверхности жидкость—газ и интенсивностью электризации указывает на то, что и внутренний и внешний двойной слой образованы одним и тем же исходным слоем диполей на поверхности жидкости. Поэтому, исходя из наших опытов, следует признать, что для баллоэлектрического эффекта наиболее существенным является захлопывание пузырьков (разрушение «кавитаций»), образование которых составляет одну из фаз процесса разбрызгивания жидкости.

В заключение рассмотрим возможность образования и развития гроз за счет разбрызгивания капель в облаках. Ввиду того, что у больших водопадов разбрызгиваются более значительные массы воды, чем в облаках, следует ожидать у этих водопадов и более интенсивной



электризации воздуха. Однако, как известно, у самых больших водопадов мира, например у водопада Игуассу на границе Бразилии и Аргентины (высота падения воды 190 м, ширина потока 1500 м), или у водопада Виктория в Африке (высота падения воды 133 м, ширина потока 1600 м), электризация не достигает величины, необходимой для электрического пробоя воздуха. Кроме того, согласно оценкам Мейсона<sup>141</sup>, максимальный заряд, который может быть генерирован в 1 км<sup>3</sup> воздуха благодаря баллоэлектрическому эффекту, равен  $9 \cdot 10^{-2}$  С, что на два порядка величины меньше того заряда, который достаточен для образования разрядов молнии. Все это позволяет прийти к выводу, что один баллоэлектрический эффект не может обусловить как грозовой процесс в целом, так и необходимую скорость генерации заряда в особенности.

## Глава XVI

### ЭЛЕКТРИЗАЦИЯ СНЕГА, ПЕСКА И ПЫЛИ

Впервые Гезехус<sup>25а, б, в</sup> в результате многочисленных опытов установил, что крупные частицы снега, продуваемые над ледяной поверхностью, заряжаются отрицательно. Исследования Симпсона<sup>152</sup> во время низовых метелей в Антарктике подтвердили, что более крупные частицы снега заряжаются отрицательно, а снежная пыль — положительно. К таким же результатам пришли позднее Келер<sup>131</sup> и Стегер<sup>156а</sup>. Чернявский<sup>100в</sup> наблюдал сильную отрицательную электризацию снежинок в приземном слое воздуха на леднике Федченко при ветре со скоростью более 10 м/сек. По измерениям Оболенского и Стегера, при взвешивании снежной пыли объемный заряд может достигать 5—10 CGSE/м<sup>3</sup>. Благодаря столкновению с ледяными кристаллами самолеты, пролетающие в снеговых облаках с развитой конвекцией, приобретают отрицательный заряд, который растет пропорционально кубу скорости самолета<sup>120</sup>. Потенциал отдельного самолета может при этом подняться до  $6 \cdot 10^5$  В. При высоком потенциале самолета с его частей происходит коронный разряд, прекращается радиосвязь. В радиоприемниках самолетов, пролетающих в спокойных снеговых облаках, обычно слышится шум и треск, обусловленный попадающими на антенны заряженными снежинками. Вблизи снежных вершин мощных кучевых облаков помехи радиоприему начинаются значительно раньше вхождения самолета в ледяную часть облака, что свидетельствует о наличии в облаке электрических разрядов<sup>134</sup>. Петри<sup>131</sup> наблюдал во время снежной



бури на пятикилометровой телеграфной линии электрические искры длиной около 3 мм. Но особенно сильные электрические поля наблюдаются при переносе больших масс снега в полярных и высокогорных областях, где возникают серьезные помехи для радиосвязи из-за электризации антенн сухим снегом<sup>110</sup>. Напряженность электрического поля у земной поверхности может в этих случаях достигать величины 100 В/см. Во всех случаях свежавывающий снег обнаруживает более значительную электризацию, чем слежавшийся. В л а д ы ч е н к о<sup>25</sup> в Одессе наблюдал во время очень сильной снежной бури вспышки фиолетово-голубого сияния, которые озаряли падавшие снежинки. Он приписывает эти вспышки электризации снежинок. Т у ш и н с к и й<sup>94</sup> сообщает о голубовато-фиолетовом, иногда зеленовато-желтом свечении, сопровождающем падение лавин в горах в безлунные ночи, благодаря чему лавины становятся видимыми. Как правило, световые явления наблюдаются только у тех лавин, которые скатываются по снежной поверхности, и не наблюдаются у лавин, проносящихся по скалам. Причиной свечения лавин, по-видимому, является электризация снега. На озерах в Антарктике иногда наблюдается в ночное время свечение, возникающее при разламывании больших масс льда. Это свечение—результат ионизации и возбуждения молекул на поверхности льда. Покоритель Эвереста Т е н с и н г в 1953 г. в районе Южного Седла Эвереста на высоте около 7,9 км над уровнем моря при температуре —30°C и сухом ветре силой 25 м/сек наблюдал сильную электризацию обледеневших брезентовых палаток, встроенных одна в другую. При этом пространство внутри палаток наполнялось электрическими искрами<sup>87</sup>.

Наблюдениями Е г о р о в а, Г е з е х у с а, С и м е н с а, Р у д ж а, Э б е р т а и Э к с н е р а<sup>131</sup> доказано, что крупная несомая ветром пыль заряжается отрицательно и уменьшает градиент земного электрического поля, мелкая же пыль заряжается положительно. Доказано также, что зарядение пыли возрастает с уменьшением размеров ее частиц.

В одном из опытов автора в комнате высотой 4 м ударом по куску картона, на котором находилась мучная пыль, создавалось облако аэрозолей. С помощью прибора для измерения тока с острия, описанного в гл. VII, мы фиксировали ток на острие, расположенное

на пути оседавшего облака аэрозолей на высоте 1,5 м от пола. По мере оседания облака ток на острие переходил от отрицательных значений к положительным. Изменения тока, которые имели место, заключались в пределах  $\pm 1,2 \cdot 10^{-11}$  А.

При пылевых бурях в Канзасе (Северная Америка) в сухом воздухе у заборов, мельниц и т. п. наблюдаются небольшие электрические искры<sup>131</sup>. В Индии при пылевых бурях иногда отмечается электризация антенн до потенциала в 10 kV. По сообщению Б е н и ш к е<sup>118</sup>, песчаные и пылевые бури в приазовских степях иногда служат причиной образования на телеграфных проводах значительных зарядов. Пылевые и песчаные бури, приводящие к возникновению аномально большого электрического поля, характерны также для Средней Азии, Африки и Китая. Напряженность электрического поля у земной поверхности во время пылевых бурь иногда достигает 100 В/см. Образующиеся при пылевых и песчаных бурях сильные электрические поля проявляются в коронировании с остроконечных предметов. Суточный ход градиента потенциала земного электрического поля в пустынях и полупустынях в значительной мере определяется подъемом в атмосферу положительно заряженных песчинок. С о л о в ь е в<sup>82</sup> во время экспедиции в Бухару отмечал интенсивное свечение кожаных подушек при сбрасывании с них песка. Это свечение было следствием электризации при трении песка о кожу. Ветер с африканского континента приносит на южные берега Франции сильно наэлектризованные песчинки, которые, падая на автомашины, заряжают их до значительных потенциалов, так как стекание заряда к земле задерживается благодаря резиновым покрышкам автомашин<sup>35</sup>. Ф е д о р о в и ч<sup>97</sup> наблюдал ночью в пустыне после очень душного и жаркого дня сильно наэлектризованное состояние атмосферы, сопровождавшееся яркими вспышками разрядов без грома. На кораблях в Индийском океане часто при безоблачном небе наблюдаются огни Эльма, причиной которых, по-видимому, является несомая с берегов Африки заряженная песчаная пыль. Биофизические исследования показывают, что даже цветочная пыльца дает иногда такую же значительную электризацию, какая наблюдается, например, во время умеренных снежных метелей, причем пыльца всегда несет отрицательный заряд<sup>106</sup>. На возможность



электрических явлений в кометных хвостах за счет восходящих и нисходящих потоков кометной материи впервые указал Ломоносов<sup>57</sup>.

Возможны следующие причины электризации частиц при пылевых бурях и снежных метелях. В случае, когда частицы состоят из различных веществ, это может быть простая электризация при контакте. Электризация частиц одного и того же вещества, но разной степени дробности, возможна, согласно Дебаю<sup>123</sup>, за счет того, что работа выхода заряда с поверхности различных по размерам частиц, рассчитанная на основе сил электрического изображения, не будет одинаковой. Например, работа выхода заряда  $e$  с поверхности шарика радиусом  $r$  на  $\frac{e}{8r}$  меньше работы выхода того же заряда с плоской поверхности. Таким образом, при контакте между шариком радиусом  $r$  и большой частицей того же вещества (размеры этой частицы должны быть достаточно велики для того, чтобы одну из ее граней можно было рассматривать по отношению к шарiku как плоскую поверхность) будет возникать разность потенциалов

$$\varphi = \frac{e}{8r}. \quad (168)$$

Для частиц из непроводящего вещества отображающийся заряд будет, как известно из теории электрических изображений, в  $\frac{\varepsilon-1}{\varepsilon+1}$  раз меньше, где  $\varepsilon$  — диэлектрическая проницаемость среды. Тогда формула (168) примет вид

$$\varphi = \frac{\varepsilon-1}{\varepsilon+1} \cdot \frac{e}{8r}. \quad (169)$$

Так как работа выхода заряда с плоской поверхности больше, чем с поверхности маленького шарика, то более мелкие частицы вещества будут приобретать при контакте с более крупными положительный заряд. Расчет показывает, что даже для частиц радиусом  $10^{-3}$  мм при контакте их с плоской поверхностью контактная разность потенциалов может достигать  $10^{-4}$  В.

Уменьшение работы выхода заряда с поверхности твердого тела возможно и при наличии на ней выступов высотой  $10^{-7}$ — $10^{-6}$  см или несколько больше (линей-

ные размеры выступов должны быть малы в сравнении с линейными размерами поверхности). По нашему мнению, благодаря этому возможна электризация при контакте плоской грани одной частицы с острым концом другой. Оценить влияние неровностей на контактную электризацию можно, согласно Шоттки<sup>149</sup>, следующим образом. Допустим, что выступ на поверхности имеет форму цилиндра. Тогда электрическое поле, создаваемое периферическими электронами твердого тела в верхней части такого выступа, будет в два раза больше, чем над соответствующей плоской поверхностью. Если над первым выступом-цилиндром расположить второй с вдвое меньшим радиусом, над вторым — третий и т. д. вплоть до последнего выступа атомных размеров, то у конца последнего выступа электрическое поле окажется примерно в 10 раз большим, чем над плоской поверхностью. Таким образом, при контакте выступа одной частицы с плоской поверхностью другой (предполагается, что обе частицы состоят из одного и того же вещества) электроны будут переходить с выступа на плоскость. Так как у мелких частиц относительное количество выступов больше, чем у крупных, то при контакте первые будут заряжаться положительно, а вторые отрицательно.

Заслуживает внимания и электризация, возникающая при столкновениях между собой аэрозолей одного и того же вещества, но различной степени дисперсности, за счет различия в капиллярных давлениях. В этом случае более мелкие частицы должны заряжаться положительно, а более крупные отрицательно. По порядку величины возникающая при столкновениях аэрозолей разной дисперсности контактная разность потенциалов

$$\varphi = \frac{kT}{e} \ln \left( \frac{2a}{rP_0} + 1 \right) \quad (170)$$

значительно превышает дебаевскую

$$\varphi = \frac{e}{8r}. \quad (171)$$

Следует отметить, что формула (170) распространяется не только на жидкие, но и на твердые аэрозоли, если кристаллическую структуру твердой частицы (некий «полиэдр») приближенно отождествить с твердым



шариком радиусом  $r$ . Наконец, электризация при контакте частиц одного и того же вещества, но различной дисперсности, может, по нашему мнению, происходить и оттого, что разность потенциалов двойного слоя на поверхности любого твердого или жидкого тела будет зависеть от кривизны поверхности этого тела. В самом деле, известно, что для плоской границы разность потенциалов внешнего двойного слоя равна

$$\varphi_1 = 4\pi end, \quad (172)$$

где  $e$ —заряд электрона;

$n$ —эффективное число зарядов на единицу поверхности;

$d$ —толщина двойного слоя.

Из формулы для емкости сферического конденсатора нетрудно видеть, что для сферического двойного слоя разность потенциалов определяется уравнением

$$\varphi_2 = \frac{4\pi end}{\left(1 + \frac{d}{r}\right)}, \quad (173)$$

где  $r$ —радиус сферической частицы.

Из уравнений (172) и (173) для разности потенциалов при контакте сферической и плоской поверхности одного и того же вещества получим

$$\varphi = 4\pi end \left[1 - \frac{1}{\left(1 + \frac{d}{r}\right)}\right]. \quad (174)$$

Качественный анализ уравнений (168), (170) и (174) говорит в пользу того, что аэрозоли разной дисперсности при столкновениях между собой будут обмениваться зарядом, причем так, что более мелкие из них будут заряжаться положительно, а более крупные—отрицательно.

Если обратить внимание на то обстоятельство, что по данным опыта суммарный положительный заряд в столбе воздуха от поверхности земли до высоты 9 км и сечением  $1 \text{ см}^2$  примерно равен плотности заряда земной поверхности ( $\sigma = 7 \cdot 10^5$  элементарных зарядов на  $1 \text{ см}^2$ ), то становится ясным, что электрическое поле земной поверхности возникает благодаря какому-то механизму разделения зарядов между землей и атмосферой. На наш взгляд, этот механизм состоит в следующем. Благодаря различной работе выхода заряда с аэрозолей разной дисперсности при столкновении их в воздухе между

ними происходит обмен зарядом. В поле силы тяжести затем происходит разделение зарядов: мелкие частицы с их положительным зарядом остаются в воздухе, а крупные с их отрицательным зарядом оседают на землю. Избыточный положительный заряд воздуха распределяется далее в тропосфере по закону

$$n = n_0 e^{-\alpha x}, \quad (175)$$

где  $n$  и  $n_0$ —количество зарядов в единице объема соответственно на высоте  $x$  над земной поверхностью и на поверхности земли;

$\alpha$ —изменение плотности заряда на единицу длины.

Для выяснения зависимости  $\alpha$  от различных физических факторов обратимся к уравнению стационарного электрического состояния атмосферы в форме

$$\lambda \frac{dV}{dx} = ke \frac{dn}{dx}, \quad (176)$$

где  $\lambda$ —электропроводность воздуха;

$V$ —потенциал;

$k$ —коэффициент турбулентного обмена;

$e$ —заряд электрона.

Определим  $dV$ , используя для этого уравнения (175) и (176):

$$dV = \frac{k}{\lambda} edn = -\frac{k\alpha n_0 e}{\lambda} \cdot e^{-\alpha x} dx. \quad (177)$$

Вводя затем уравнение Пуассона

$$\frac{d^2 V}{dx^2} = -\frac{4\pi en}{\varepsilon} \quad (178)$$

и интегрируя его в пределах от  $x$  до  $\infty$ , будем иметь:

$$\frac{dV}{dx} \Big|_x^\infty = -\frac{4\pi e}{\varepsilon} \int_x^\infty n dx = -\frac{4\pi e}{\varepsilon} \cdot \frac{n_0}{\alpha} e^{-\alpha x}. \quad (179)$$

Определяя  $\frac{dV}{dx}$  из уравнения (177) и сравнивая результат с уравнением (179), окончательно получим

$$\alpha = \sqrt{\frac{4\pi\lambda}{\varepsilon k}}. \quad (180)$$

Таким образом, в соответствии с формулой (180) для изменения напряженности электрического поля земной поверхности с высотой имеем:

$$E = E_0 e^{-\alpha x}. \quad (181)$$



Подставляя в формулу (180) вместо  $\lambda$  и  $k$  примерные численные значения, отвечающие реальным атмосферным условиям, получим для  $\alpha$  величину, соответствующую результатам измерений И м я н и т о в а <sup>39a</sup>. Недостатком проведенного расчета является то обстоятельство, что мы в первом приближении пренебрегли изменениями  $\lambda$  и  $k$  с высотой. Однако, если для некоторого диапазона высот эта зависимость будет хорошо известна, то формула (181) элементарным путем легко может быть уточнена. Полученный нами результат имеет непосредственное отношение к случаю, когда  $\lambda$  и  $k$  изменяются с высотой одинаковым образом.

Следует отметить, что отрицательный заряд земной поверхности в принципе мог бы быть объяснен и по иному. Если допустить, что интенсивный процесс разбрызгивания морской воды происходит на 1/3000 части земной поверхности, то этого было бы достаточно для компенсации существующего между земной поверхностью и атмосферой вертикального тока проводимости, ежесекундно приносящего ко всей земной поверхности из атмосферы положительный заряд в 1500С. Во всяком случае с зарядом, возникающим при разбрызгивании морской воды, следует считаться, когда подсчитывается обмен зарядами между поверхностью морей и океанов и атмосферой. Принимая, с другой стороны, что ежесекундно на земле происходит 1600 гроз и что каждая гроза обуславливает ежесекундное подтекание к земной поверхности отрицательного электричества порядка 1С, мы также получили бы полную компенсацию указанного выше вертикального тока проводимости. Только дальнейшие опыты могут решить, какая из приведенных точек зрения соответствует действительности.

Из обработки длительных наблюдений над градиентом потенциала земной поверхности следует, что наибольшее значение градиента потенциала достигается одновременно на всей Земле зимой, когда Земля подходит к Солнцу на самое близкое расстояние, наименьшее — летом, при наибольшем удалении Земли от Солнца. Кроме того, отмечается одиннадцатилетняя периодичность градиента потенциала, соответствующая одиннадцатилетней периодичности солнечных пятен <sup>91a</sup>. Увеличение градиента потенциала всей земной поверхности при наиболее близком расстоянии Земли от Солнца

объясняется, по нашему мнению, усилением циркуляции, а значит и эффективности подъема и перемешивания аэрозолей в атмосфере в этот период.

Наряду с рассмотренной контактной электризацией аэрозолей, зарядение твердых частиц, взвешенных в атмосфере, может происходить и при распылении вещества за счет того, что ионы разных знаков, например в ионных кристаллах, могут переходить из узлов кристаллической решетки на ее поверхность. Так как энергия подобного рода переходов будет различна для ионов разных знаков, то вся поверхность кристалла приобретет избыточный электрический заряд того знака, который соответствует сильнее адсорбирующимся ионам. Этот поверхностный заряд компенсируется объемным зарядом противоположного знака внутри кристалла, плотность которого убывает экспоненциально от поверхности внутрь. При распылении твердых тел в воздух переходят заряды с поверхностного слоя, а на более крупных частицах остаются заряды внутренней части двойного слоя. В поле силы тяжести затем должно происходить разделение зарядов разного знака, принадлежащих частицам разной массы. Теория этого вопроса дана Ф р е н к е л е м <sup>98</sup>.

Представляет также большой интерес ионизация, которая возникает при прохождении через земную атмосферу метеоров. Ионизация атмосферы метеорами имеет местный, непостоянный характер <sup>144</sup>. Абсолютная величина этой ионизации невелика, однако она является достаточной для образования в атмосфере отражающих радиоволны ионизированных облаков (по порядку величины мощность метеорной ионизации равна нескольким ваттам на квадратный километр). Поддержание повышенного уровня ионизации слоя  $E$  — спорадического в средних широтах обязано своим происхождением метеорам. Главной причиной ионизации земной атмосферы метеорами является непосредственное столкновение метеоров с молекулами атмосферных газов. Значительное содействие росту ионизированных облаков оказывает фотоионизация и термическая ионизация. Термическая ионизация при пролете метеоров может играть роль только при весьма высоких температурах газов, составляющих метеорную шапку.

При работе реактивных двигателей также имеет ме-



сто термическая ионизация<sup>19</sup>. По мере удаления продуктов сгорания от сопла отрицательный заряд начинает преобладать над положительным благодаря более быстрой диффузии электронов в окружающую среду с последующим захватом их молекулами газа. Аналогичное распределение заряда продуктов сгорания наблюдалось автором при работе мотоцикла ИЖ-49 и, по-видимому, вообще имеет место при работе двигателей внутреннего сгорания.

В результате рассмотрения различных случаев электризации в атмосфере следует отметить, что при наличии факторов, обуславливающих достаточно интенсивное разделение зарядов, большинство описанных случаев электризации в атмосфере могло бы быть причиной развития мощных электрических разрядов.

## Глава XVII

### ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРОЗ

Для распределения гроз на земном шаре в общем характерно, что число их уменьшается от экватора к полюсам. В среднем на территорию суши в экваториальной зоне приходится 50—150 дней с грозой в год. Однако некоторые особенности местности могут служить причиной значительных отклонений от средних данных, что видно из следующих примеров. В среднем течении Амазонки наблюдается до 180 дней с грозами, в то время как в ее устье годовое число дней с грозой уменьшается до 60. На перуанском побережье наблюдается не более пяти грозовых дней в году, в то время как на удаленной от моря территории Перу в дождливый период сильные грозы случаются ежедневно. По мере удаления от экваториальной зоны к полюсам число гроз постепенно уменьшается, но уменьшение идет неравномерно, так как на основную закономерность накладываются иногда весьма значительные местные влияния. Русскому академику Беру<sup>49</sup> было известно, что гром иногда был слышен на Новой Земле и Шпицбергене. Прохождение гроз в Арктике отмечалось также в бухте Тихой, на острове Рудольфа, на острове Генриетты<sup>49</sup>. Выше 82° северной широты и 60° южной широты грозовая деятельность не наблюдается. Асимметрия в распределении грозовой деятельности на обоих полушариях Земли связана с соответствующей асимметрией в распределении температуры.

Места с повышенным уровнем грозовой деятельности называют грозовыми очагами. Различают мировые и местные грозовые очаги. В очагах первого типа



грозовая деятельность имеет наиболее высокую на земном шаре интенсивность. Годовое число дней с грозой для них равно или больше 100. В очагах второго типа годовое число дней с грозой менее 100, но превышает уровень грозовой деятельности на остальной территории не менее, чем на 10 дней с грозой за год.

Ко времени составления Клоссовским<sup>11</sup> первой карты распределения грозовой деятельности по земному шару (1884 г.) существовало три мировых грозовых очага. Первый из них был расположен в районе Индокитая, полуострова Малакка, Индонезии, Филиппин и Новой Гвинеи. Вторым находился на побережье Гвинейского залива в Африке. Третий занимал территорию Мексики, Панамского перешейка и Колумбии. Когда Клоссовский создавал свою карту, метеорологическая сеть была развита слабо. О грозовой деятельности на территории Мадагаскара вообще ничего не знали. По Австралии данные о грозовой деятельности имелись только для одной четверти ее территории. Поэтому Клоссовскому приходилось при проведении изолиний грозовой деятельности в широком масштабе пользоваться экстраполяцией (в особенности по территории Индокитая, Новой Гвинеи и Центральной Африки). Недостаточно тщательный учет гроз и возможно меньшая, чем в настоящее время, их интенсивность позволили Клоссовскому отнести к разряду мировых грозовых очагов даже области с небольшим (50—100) годовым числом грозовых дней. В наше время для установления существенных различий между грозовыми очагами различных типов этот критерий Клоссовского должен быть усилен.

Согласно опубликованной в 1925 г. карте распределения грозовой деятельности по земному шару Брукса<sup>91а</sup> существовало уже пять мировых грозовых очагов: Центральная Африка (150 дней с грозой в год), Центральная Бразилия (106 дней), район Панамского перешейка (135 дней), Южная Мексика (142 дня) и остров Ява (220 дней)<sup>74</sup>.

Из опубликованных Международной Метеорологической Организацией в 1953 г. таблиц грозовой деятельности земного шара<sup>165</sup> видно, что в настоящее время наиболее мощный грозовой очаг расположен в Центральной и Западной Африке. Он разделяется на четыре

центра, один из которых находится в Сьерра-Леоне (Дару, 185 дней), второй в республике Гвинея (Акусе, 171 день), третий в Нигерии (Калабар, 216 дней), четвертый в Британской Восточной Африке (Кампала, 242 дня). Всего на африканском континенте имеется пять станций с годовым числом грозовых дней больше 200, в то время как в Южной Америке имеется лишь одна такая станция. На Мадагаскаре находится меньший, чем в Африке, грозовой очаг с максимальным числом грозовых дней в году (146) в Миандривазо. В южной части полуострова Малакка расположен грозовой очаг с максимальным числом грозовых дней в году (180) в районе Куала-Лумпура. В Австралии имеется лишь одна станция (Порт Георга IV) с годовым числом грозовых дней, достигающим 100. Грозовой очаг в Южной Америке разделяется на два центра, из которых первый расположен на одном из притоков Амазонки, в районе Карауари (206 дней), второй юго-восточнее первого, вблизи Мату Гросу (161 день). Последний из мировых грозовых очагов базируется в районе Панамского перешейка с центром около г. Сан-Сальвадора (115 дней).

Сравнение карт Клоссовского и Брукса с данными Международной Метеорологической Организации показывает, что с конца прошлого века значительно усилился и расширился африканский грозовой очаг. В наше время он простирается от Сьерра-Леоне до озер Виктория и Ньяса и от северных частей Лагоса до центральных частей Анголы. С другой стороны, обращает на себя внимание уменьшение интенсивности грозового очага на Малайском архипелаге. Теперь он занимает только южную часть полуострова Малакка. Остров Ява с г. Богором, где ранее грозовая деятельность достигала рекордной для всего земного шара цифры, в настоящее время находится довольно далеко за пределами грозового очага. Однако в связи с этим не следует делать вывода, что грозовая активность на острове Ява иссякает. В г. Богоре на Яве бывали и раньше периоды с меньшей интенсивностью грозовой деятельности. Так, в 1841—1857 гг. здесь было зарегистрировано всего 152 дня с грозой за год, к 1916—1919 гг. число грозовых дней возросло до 322 и к 1952 г. снова упало ниже 100. Благодаря разнообразному рельефу



местности и высокой влажности приносимого морскими ветрами воздуха остров Ява с его типично тропическим климатом имеет особо благоприятные условия для развития грозовой деятельности. Поэтому можно ожидать, что в недалеком будущем грозовая деятельность на Яве должна снова возрасти. В дельте Тонкина (Вьетнам) за 1907—1926 гг. среднее годовое количество грозовых дней достигало 154, а к 1952 г. упало до 52. На территории Малайской Федерации грозовая деятельность за последнее время несколько усилилась. В 1930 г. на всей территории Малайи в среднем наблюдалось 24 дня с грозой в год, в 1940 г.—29 дней, в 1950 г.—34 дня.

Таким образом, большой грозовой очаг, занимавший в конце XIX в. территорию Индокитая, Малакки, Индонезии, Филиппин и Новой Гвинеи, к настоящему времени уменьшил свою интенсивность и занимаемую площадь, переместившись центром в южную часть Малаккского полуострова. Изменилась деятельность и грозовых очагов западного полушария. Грозовой очаг в районе Южной Мексики и Панамского перешейка также уменьшил свою интенсивность. Теперь центр этого грозового очага расположен вблизи г. Сан-Сальвадора, а сам очаг простирается от южных границ Мексики до северных границ Колумбии. Об изменении его деятельности можно судить, например, по г. Мехико, где в 1886 г. наблюдалось 67 грозовых дней в году и, постепенно уменьшаясь, к 1955 г. упало до 23. Усилил свою деятельность грозовой очаг в Бразилии, разделившийся на два центра (первый вблизи Карауари, второй—в районе Мату Гросу). В конце прошлого века этот грозовой очаг был слабее по интенсивности и располагался восточнее.

На Европейской территории Союза к этим основным очагам гроз в летний период присоединяются кавказский, центрально-украинский и южно-уральский вторичные грозовые очаги. На Кавказе имеются места, где число грозовых дней в году превышает 60, в районе Киева и Харькова годовое число грозовых дней достигает 35, а в районе Уфы и Челябинска—30. Местные (вторичные) грозовые очаги в летний период наблюдаются также и в других местностях зоны умеренного климата.

Сравнивая грозовую деятельность в Египте в 1 в.

н. э. (метеорологический дневник Клавдия Птолемея<sup>15</sup>) и в наше время, мы отмечаем явное ее уменьшение за указанный период (в основном это объясняется наступлением пустыни на территорию Египта). Уже более 100 лет наблюдается постепенное уменьшение грозовой активности и в ряде мест на территории Абиссинии<sup>15</sup>. Анализ наблюдений над грозами за последние 100 лет в г. Цюрихе не обнаружил изменения грозовой деятельности, что, по-видимому, объясняется относительной кратковременностью периода наблюдений и сравнительной устойчивостью цюрихского климата за этот период. Однако при сравнении частоты гроз в Цюрихе за 1550—1918 гг. (табл. 5) нельзя не отметить, согласно Руппелю<sup>84б</sup>, общую тенденцию к увеличению интенсивности грозовой деятельности в указанном районе.

Таблица 5

Изменение со временем грозовой деятельности в районе Цюриха (Швейцария)

Период регистрации (годы)	Число гроз за период регистрации	Среднее число гроз в год за период регистрации
1550—1576	177	6,6
1683—1718	530	14,8
1821—1840	302	15,1
1841—1860	337	16,8
1861—1880	329	16,4
1881—1900	446	22,3
1901—1918	330	18,3

Современные климатологи<sup>15</sup> считают, что в геологические эпохи на земле господствовали мягкие климатические условия, ледниковые же периоды были для нашей планеты эпизодическим явлением. Господствовавшая в мягких климатических условиях система постоянных южных ветров приводила к уменьшению испарения влаги и количества выпадающих осадков, что имело следствием спокойную погоду, в противоположность частым грозам, свойственным нашему времени. Поэтому по мере удаления от ледникового периода на протяжении геологических эпох должно иметь место уменьшение грозовой деятельности на фоне некоторых ее колебаний за периоды человеческой истории.



Следует указать, что общепринятая пока характеристика грозных очагов по числу грозных дней в году не является исчерпывающей, так как она не дает представления о полной мощности грозных очагов (число гроз в сутки, число разрядов молнии на одну грозу, число разрядов молнии на землю, средний ток, идущий при разряде молнии от облака к земле, длительность каждой грозы).

Так как летом над плоскими берегами морей конвекция слабее, чем в некотором удалении от побережья, то у плоских берегов морей и крупных озер количество гроз в летнее время бывает меньше, чем в удаленных от берегов частях суши. На побережье Балтики и на северном берегу Финского залива в году бывает около 10 дней с грозами, тогда как в небольшом удалении от берегов моря в сторону суши количество грозных дней достигает 10—20. На северном берегу Ладожского озера гроз гораздо меньше, чем в глубине Финляндии. Берг<sup>11</sup>, описывая результаты работы экспедиции в морях у Малайского архипелага (1929—1930), отмечает, что в открытом океане грозная деятельность слабее, чем у берегов. Особенно значительное уменьшение грозной деятельности имеет место на острове Робинзон в Тихом океане (34° ю. ш. и 79° з. д.), где благодаря влиянию южного субтропического антициклона одна гроза случается в пять лет<sup>44</sup>. Грозная деятельность над океанами может усиливаться на границах между теплыми и холодными течениями, особенно зимой.

На континентах грозы бывают преимущественно в теплое время года, когда конвекция более развита над сушей, чем над морем, в то время как на Ферарских островах и в Исландии преобладают зимние грозы (количество гроз в этих местах составляет 1—2 в год). Много зимних гроз наблюдается у берегов Норвегии и Великобритании (вблизи прохождения Гольфстрима). Богаты зимними грозами также берега Швеции. В Западной Европе зимние грозы составляют 8% общего числа гроз за год. В СССР зимние грозы наблюдаются на берегах Балтики, на Кольском полуострове, в районе Владивостока, а иногда даже и в Казахстане. Случаются они тем реже, чем более данная территория удалена от морей. Например, для Москвы, по данным Лейста<sup>44</sup>, может наблюдаться одна зимняя гроза в

течение 10 лет. В основном для территории Советского Союза характерны летние грозы с максимумом грозной деятельности в июле. Однако в Закавказье, в Средней Азии и на Черноморском побережье наибольшее количество гроз приходится на весну и осень, в соответствии с максимумом развития облачности и выпадения дождей в это время. В результате статистической обработки материалов наблюдений Гельман<sup>12</sup> установил, что в Средней и Северной Европе зимние грозы наступают всегда в сопровождении циклонов, большей частью ночью, и распространяются с повышенной скоростью, но проявляют себя с большими перерывами и в более ограниченной по территории области, чем летние грозы. Зимние грозы непродолжительны и характеризуются небольшим количеством разрядов, обладающих большой интенсивностью. Более интенсивные разряды молнии зимой, в сравнении с летом, в основном объясняются понижением высоты грозных облаков в этот период и уменьшением электропроводности воздуха.

Как правило, внутри материков преобладают дневные грозы с максимумом повторяемости в послеполуденные часы, но на тропических береговых станциях и на западных берегах Европы ночные грозы бывают чаще<sup>43</sup>. Это происходит потому, что ночью, преимущественно во вторую ее половину, между водой и воздухом достигается наиболее значительная разность температур, облегчающая развитие конвекции. Ночные грозы встречаются на южном побережье Австралии. Нередко они проходят по югу Европейской территории Союза и по южному побережью Балтики. На побережье Явы, в Джакарте, грозы и ливни смещаются с послеполуденных на вечерние часы. Это объясняется тем, что грозные облака приносятся сюда юго-западными и северо-западными муссонами с других частей острова, где они образуются раньше. В низменности между Голубым Нилом и Атбарой<sup>43</sup> сильные дожди с грозами, заносимыми сюда из Абиссинии, идут регулярно по ночам. Иногда грозы, образовавшиеся в данной местности днем, сохраняют свою активность и ночью (благодаря повышенному излучению с поверхности облаков в ночное время грозной процесс может даже несколько усилиться). Грозы, образовавшиеся у фронтальной поверхности раздела между двумя различными воздушными массами, как



правило, сохраняют свою активность и ночью, двигаясь вместе с фронтом.

Обычно максимумы частоты образования гроз и дождей совпадают<sup>53</sup>. Однако в Пернамбуко (Бразилия) в период дождей в июне—июле отмечается очень мало гроз<sup>43</sup>. На берегу Камеруна, в Экваториальной Африке, максимум электрических разрядов имеет место в марте—апреле и в октябре, а максимум дождей наблюдается в июле—августе. В Индии наибольшее количество гроз приходится на апрель—май и сентябрь, в то время как в дождливый период их почти не бывает. По-видимому, в период дождей в Пернамбуко, на берегу Камеруна и в Индии конвекция в облаках недостаточна для грозообразования.

В пустыне грозы крайне редки вследствие неблагоприятных условий развития конвекции и незначительной влажности воздуха. В полупустынях иногда случаются слабые грозы без дождя. По мере приближения к горам и в горах интенсивность грозообразования имеет общую тенденцию к возрастанию, главным образом благодаря значительному в условиях горного рельефа развитию конвекции. При этом на общее усиление грозовой деятельности могут накладываться более или менее значительные влияния местных условий, за счет которых вблизи основного горного хребта могут возникнуть местные грозовые очаги.

Благодаря особому географическому положению Индии (в основном благодаря муссонам, обогащающим теплый воздух страны большим количеством влаги) общий уровень грозовой деятельности здесь выше, чем на Северном Кавказе<sup>137</sup>. Однако в некоторых местах и на Северном Кавказе (например, в районе метеостанции Бермамыт на высоте 2,64 км) и в Закавказье (станция Алагез на высоте 3,23 км) отмечается уровень грозовой активности не менее высокий, чем в Индии, к тому же обнаруживающий пока тенденцию к медленному росту. Характерной для горных гроз величиной является многократность (прохождение через место наблюдения нескольких гроз в сутки). В районе метеостанций Бермамыт и Алагез эта величина близка к трем.

По мере подъема к вершинам горных хребтов интенсивность грозообразования уменьшается, главным образом из-за понижения температуры и влагосодержания

воздуха. На Кавказе, например, число дней с грозой увеличивается только до высоты 2—2,5 км. Та же причина обуславливает и некоторое уменьшение интенсивности грозообразования в центре горной системы в сравнении с ее периферией. Так, если в районе станции Мургаб (на высоте 3,59 км) в Средней Азии мы имеем за 1935—1955 гг. в среднем 1,8 дня с грозой в году, то на леднике Федченко (4,2 км над уровнем моря) это число уменьшается до 0,5. Ввиду своеобразия местных условий уменьшение интенсивности грозообразования при подъеме к вершинам горных хребтов не везде одинаково, однако общее направление изменения везде одно и то же (табл. 6).

Таблица 6

Изменение грозовой деятельности с высотой в горных местностях

	Станция	Высота над уровнем моря, км	Среднее годовое число дней с грозой
Кавказ	Пятигорск	0,5	32
	Терскол	2,14	26
	Ледовая	3,9	13
	„Приют одиннадцати“	4,2	7
Гималаи	Катманду	1,3	74
	Симла	2,17	39
	Дарджилинг	2,23	28
	Лех	3,36	2,5

Для высокогорной зоны Кавказа (около 4 км над уровнем моря и выше) максимум грозовой деятельности приходится на июль—август, для Средней Азии—на июнь—июль<sup>8</sup>.

Некоторые авторы считают, что выше 5,5 км над уровнем моря грозовая деятельность в горах должна прекращаться вообще. Однако наблюдения этого не подтверждают. Можно указать, например, что следы грозовой деятельности (фульгуриты) обнаружены на восточной вершине Эльбруса (5,595 км). В Чакальтайя (Боли-



вия) на высоте около 5,6 км над уровнем моря грозы наблюдаются регулярно и среднее годовое их число за 1946—1950 гг. составляет 18. Кроме того, следует учесть, что грозы в горах можно подразделить на долинные и вершинные. Долинные грозы имеют небольшое вертикальное развитие. В подтверждение этому сошлемся на следующие примеры. Альпинист Гусев<sup>30</sup> со склонов Эльбруса на высоте 4,25 км над уровнем моря наблюдал грозу, постепенно поднимавшуюся с высоты 3,2 км до места наблюдения. Семенов-Тянь-Шанский<sup>81</sup> наблюдал в горах Тянь-Шаня грозу в долине с высоты 2,95 км над уровнем моря, где в это время было ясно. Альпинист Гусак<sup>29</sup> 13 сентября 1937 г. наблюдал отдаленную грозу с вершины пика Сталина (7,495 км). Верхняя граница облаков располагалась при этом на высоте 6,7 км над уровнем моря. Но и вершинные грозы не имеют особенно значительной вертикальной мощности. Согласно отдельным измерениям Хргиана<sup>111</sup>, верхняя граница грозовых облаков для гроз, разыгрывающихся на уровне горных вершин и над ними, достигает 8—8,5 км. Вместе с тем, по донесениям пилотов реактивных самолетов, высоты верхних границ грозовых облаков над равниной средней полосы Советского Союза и над Уралом могут достигать 10—12 км. По видимому, грозовой процесс в горах может развиваться в облаках меньшей вертикальной протяженности за счет усиленного развития в них конвекции. Учитывая приведенные факты, мы не можем согласиться с упомянутым выше мнением о предельной высоте, на которой может наблюдаться грозовая деятельность. Укажем в связи с этим хотя бы на то, что на Эльбрусе, например, максимальная высота нижней кромки грозовых облаков равна 4,7 км над уровнем моря. Так как для развития грозового процесса облако должно иметь вертикальную протяженность в несколько километров, грозовая деятельность от верхнего центра заряда облака в этом случае может наблюдаться вплоть до 7 км. Пока еще трудно сказать, какова наибольшая высота, на которой может наблюдаться обычная грозовая деятельность, но во всяком случае она превышает 5,5 км. Известно<sup>44</sup>, что при падении Тунгусского метеорита в сибирской тайге в 1908 г. и при атомном взрыве в Хиросиме в 1945 г. грозовые явления наблюдались в

мощных кучево-дождевых облаках, вершины которых находились на высоте более 20 км. Отсюда следует, что в грозах такого типа разряды молнии могут наблюдаться на высоте, значительно превышающей 5,5 км.

Грозовые облака, образовавшиеся на равнине, могут переваливать через горы высотой до 3,5 км, а в некоторых случаях могут преодолевать даже такие горные вершины, как Монблан<sup>126</sup>. Однако прохождения грозовых облаков над вершиной Эльбруса не наблюдалось (максимальная высота основания грозовых облаков в районе Эльбруса не превышает 4,7 км). Переваливают через горные массивы только наиболее мощные грозовые облака, которые горно-долинными ветрами поднимаются к вершинам гор и в дальнейшем подхватываются ведущим высотным воздушным потоком. Менее мощные облака задерживаются в долинах перед горами.

Грозы в высокогорных районах характеризуются очень большим количеством разрядов и проходят несколько иначе, чем на равнине. В Альпах, например, до возникновения грозы обычно не видно никаких темных облаков, не слышно раскатов грома. Постепенно небо все больше заполняется грозовой облачностью, которая горно-долинными ветрами днем оттесняется к вершинам, и начинаются многочисленные разряды молний, имеющие зачастую форму огненных столбов и сопровождающиеся интенсивными огнями Эльма. В Андах<sup>131</sup>, где в ноябре—феврале грозы наблюдаются почти ежедневно, образующиеся утром у горных вершин небольшие облака быстро разрастаются, заволакивают одну вершину за другой и к вечеру разражаются грозой. На Памире, по наблюдениям альпиниста Аркина<sup>75</sup>, грозе обычно предшествует духота, затем в долине появляются маленькие, но плотные облака, которые, кружась и как бы катясь по склонам, растут на глазах и все больше подвигаются на наблюдателя. Вот они уже проносятся над головой, начинается шквалистый ветер. Затем мрачная облачность покрывает весь небосвод, появляются осадки в виде крупы, слышатся первые отдаленные раскаты грома. Наконец молния с сухим треском разрывает воздух. Ветер, усиливаясь, достигает силы урагана. Развитие тропической горной грозы, согласно Краснову<sup>45</sup>, начинается с того, что с утра при ясной погоде медленно нарастает температура. По-



степенно в небе появляются сливающиеся с его сероватым фоном облака. К полудню наступает настоящая жара. Воздух после полудня насыщается влагой и становится удушливым, температура перестает повышаться, наступает полное затишье. Сгущавшиеся над горами облака расползаются по небу и превращаются в темно-свинцовые тучи, скрывающие солнце. Слышатся отдаленные раскаты грома, начинает усиливаться порывистый ветер. Затем раздается несколько близких ударов грома, и возникает колоссальный ливень.

Так, с некоторыми отклонениями в разных условиях, но в принципе везде одинаково, развивается грозовой процесс в горах. Господствующие над горными массивами воздушные течения переносят затем грозовые облака с одной вершины на другую. В ночное время, наоборот, горно-долинные ветры сгоняют грозовую облачность в долины (этим, в частности, объясняется повышенная поражаемость от грозовых разрядов линий электропередач в долине реки Колорадо в Америке). В период интенсивной грозовой деятельности в Чили над цепью гор обычно наблюдается мерцающий свет, иногда доходящий до зенита и представляющий собой зарницы от гроз. Аналогичные явления неоднократно наблюдал Бецольд в Баварии от гроз по другую сторону Альп<sup>126</sup>.

По часам суток грозы земного шара распределяются следующим образом (по местному времени): большая часть гроз происходит между 13 и 24 часами с максимумом около 15—16 часов. Значительно реже случаются грозы в утренние часы (5—7 часов). На Европейской территории Союза наибольшая частота появления гроз приходится на послеполуденные часы (12—15 часов), на Кавказе, Урале и в Сибири максимальная повторяемость гроз падает на 15—18 часов, а минимум — на ночь. Длительность большинства гроз составляет около часа, многие грозы длятся между 1 и 2 часами, однако в тропиках и высокогорных районах нередко наблюдаются грозы продолжительностью до 13 часов. Редкое исключение составляет гроза, наблюдавшаяся в мае 1956 г. в Тибете на высокогорной метеостанции Паро (высота 4,3 км) непрерывно в течение 5 дней. В альпийских странах зимой длительность гроз меньше, осенью больше.

Бикнер<sup>126</sup> нашел, что в Швейцарии и Саксонии длительность гроз увеличивается с высотой над уровнем моря. В горных странах движение гроз обуславливается в значительной степени рельефом местности. Над равниной грозы, пересекающие Европейскую территорию Союза с запада на восток (по направлению ведущего воздушного потока), имеют большую скорость, чем грозы, проходящие в противоположном направлении. Грозы, образовавшиеся внутри воздушной массы в данной местности, обнаруживают тенденцию перемещаться к областям с высокой абсолютной влажностью, так как в этих областях имеются в наличии более благоприятные для развития грозового процесса условия (главным образом, влажность и конвекция). В среднем грозы перемещаются со скоростью 40 км/час. В зимнее время они движутся быстрее (до 52 км/час), летом медленнее в соответствии с общим уменьшением скорости ветра в тропосфере от зимы к лету. Грозы, образовавшиеся на поверхности раздела между двумя воздушными массами, имеют большую скорость движения, чем грозы, образовавшиеся внутри воздушной массы. В течение суток грозы движутся также с различной скоростью. В СССР средняя скорость движения гроз в утренние часы составляет 49 км/час и к 13 часам уменьшается до 34 км/час. Происходит это потому, что к 13 часам появляются местные внутримассовые грозы. Облачность этих гроз имеет меньшее вертикальное развитие, чем облачность гроз фронтальных, благодаря чему местные грозы имеют более слабую связь с воздушными потоками верхних слоев тропосферы и меньшую скорость движения по сравнению с фронтальными грозами. Иногда облачность внутримассовых гроз совершенно отрывается от этих потоков и тогда перемещается над местностью с весьма незначительной скоростью. Скорость гроз ночью больше, чем днем, так как на ночь приходится больше фронтальных гроз. По той же причине дневные грозы кратковременные, ночные продолжительные<sup>7х</sup>.

Статистика наблюдений показывает, что электрические процессы сильнее развиты в быстродвижущихся



грозах. По мере прохождения грозовых облаков над местностью их электрическое поле претерпевает быструю изменчивость, следствием чего является изменение средней частоты разрядов молнии на землю. Для средних широт средняя частота разрядов молнии на землю равна 60 на грозу в час<sup>130</sup>, в горных условиях и тропиках эта цифра может возрасти примерно в 100 раз. При этом разряды молнии на землю в горных условиях дают в 2—3 раза меньшие амплитудные значения токов, чем в условиях равнины.

---

## Глава XVIII

### ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ГРОЗЫ

В литературе описаны электрические явления, наблюдавшиеся при мощных извержениях Везувия, Этны, Дингюфзоля, Геклы, Таала, Стромболи, Кракатау, Килауеа, Мон-Пеле, Вилла-Рика, Монте-Роза и вулканов камчатской группы.

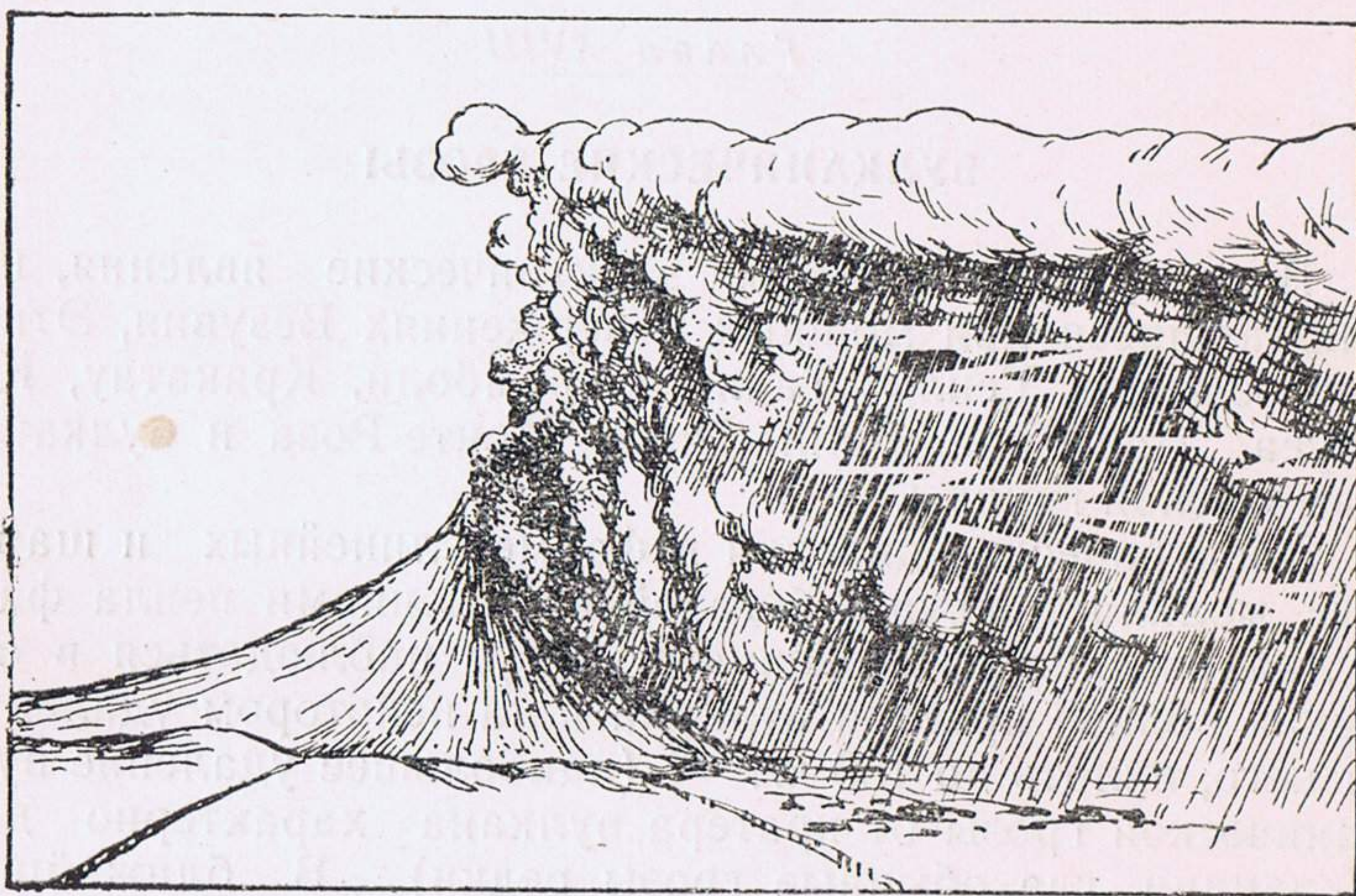
Электрические явления в форме линейных и шаровых молний присущи богатой выделениями пепла фазе вулканических извержений и могут наблюдаться в облаках вблизи кратера вулкана и на некотором удалении от него, вплоть до 160 км<sup>156b</sup> (наибольшее удаление вулканической грозы от кратера вулкана характерно для Исландии, где обычные грозы редки). В ближайшей окрестности вулкана при извержении наблюдается также коронирование (огни Эльма).

В вертикальном направлении вулканические облака обычно простираются до высоты 6—10 км над кратером. Скорость подъема пепла при образовании таких облаков равна 1/6—1/5 км/сек. При отдельных очень мощных извержениях пепел может забрасываться в атмосферу на высоту до 30 км над уровнем моря (извержение Кракатау в 1883 г.). О предельной высоте, на которой наблюдаются молнии при вулканических грозах, можно получить представление из следующих примеров. Во время извержения Ключевской сопки 1 января 1945 г. через вулканическое облако, простиравшееся в высоту до 15 км над уровнем моря, проходили мощные, преимущественно горизонтальные разряды молний<sup>20</sup>, максимальная высота которых составляла



около 9 км. При извержении вулкана Тааль на Филиппинах 30 января 1911 г. электрические разряды в облаках вулканического пепла происходили на высоте более 15 км<sup>44</sup>.

Из наблюдений над извержениями Везувия Пальмиери<sup>131</sup> пришел к выводу, что интенсивность электризации воздуха при извержении находится в прямой зависимости от количества выброшенного пепла. Электрические разряды, пронизывавшие черное вулканическое облако при извержении Ключевского вулкана (в фев-



Фиг. 52. Извержение Ключевского вулкана 1 января 1945 г.  
(рис. Б. И. Пийпа)

рале 1938 г. и январе 1945 г.) и при некоторых других вулканических извержениях, сопровождались мощными пепельными ливнями (фиг. 52). Весьма значительные электрические явления наблюдались при извержении Авачинского вулкана в 1938 и 1945 гг. и при извержении пика Сарычева в 1946 г.

При извержении Везувия в октябре 1822 г. вулканическая гроза продолжалась несколько дней и сопровождалась, как указывает Монтичелли<sup>145</sup>, обильным выпадением на земную поверхность положительно заряженного вулканического пепла. Наблюдениями Пальмиери<sup>131</sup> над извержением Везувия в 1872 г.

также установлено, что выпадавший при извержении пепел имел положительный заряд. Иногда во время вулканических извержений наблюдаются разряды молнии, исходящие даже из кратера вулкана. Однако чаще отмечаются горизонтальные молнии, ветвящиеся в направлении к периферии облака.

Согласно Реклю<sup>28</sup>, образование вулканического электричества происходит за счет трения водяных паров о частицы вулканического пепла. Обручев<sup>61</sup> видит причину электризации вулканических облаков в контакте между каплями воды и частицами пепла, в результате чего капли воды заряжаются отрицательно, а частицы пепла — положительно. Благодаря различной массе капель воды и частиц пепла в поле силы тяжести осуществляется разделение зарядов. Мы считаем, что причиной вулканических гроз является электризация частиц вулканического пепла различной дисперсности в процессе их столкновения между собой при вылете с большой скоростью из жерла вулкана. Вместе с тем, не лишено оснований и мнение Обручева. Для понимания явления вулканических гроз много дали бы специальные опыты по изучению электризации взвешенных в воздухе частиц вулканического пепла или сажки при различных скоростях движения потока таких аэрозолей.



## Глава XIX

### МЕСТНЫЕ ПРИЗНАКИ РАЗВИТИЯ ГРОЗ

Одним из важнейших условий развития гроз является конвекция, так как именно при ее содействии происходит электризация частиц в облаках и последующее разделение зарядов противоположных знаков в поле силы тяжести. Конвекция есть следствие неустойчивого состояния атмосферы, которое может возникнуть или при сильном нагревании земной поверхности солнцем, или в результате бурного вытеснения вверх теплого воздуха вторгающимся снизу холодным воздухом. В первом случае могут образовываться так называемые «тепловые», или внутримассовые, грозы, во втором — фронтальные. Фронтальные грозы распространяются на большую территорию, более продолжительны и более резко изменяют состояние погоды, чем грозы тепловые.

Наглядное представление о развитии конвекции дают наблюдения над эволюцией облачности. Как правило, образованию грозы в дневное время предшествует появление на небесном своде в утренние часы высококучевых и башенкообразных или хлопьевидных облаков. Наличие вертикальных выступов в виде башенок или хлопьев у этих облаков указывает на развитие в них конвекции. Чем меньше размеры башенок или хлопьев и чем медленнее они растут вверх, тем меньше конвекция и тем медленнее будет развиваться гроза. Медленное развитие конвекции в таких облаках иногда является причиной значительной задержки развития грозового процесса.

Появление над вершиной растущего мощнокучевого облака расплывающегося слоя перистых облаков, при-

дающих облаку при наблюдении его сбоку вид накопальни, является типичным признаком быстрого развития грозового процесса (иногда уже начала грозы). При этом под нижней кромкой основной грозовой облачности обычно проходят темные скопления разорванно-дождевых облаков. Сильные и продолжительные грозы связаны с мощными массивами облаков. Грозовые облака, прорастающие вверх в виде отдельных узких и высоких башен, дают слабые или умеренной силы грозы.

Часто облака в своем развитии достигают слоя инверсии и расплываются в высоко-кучевые облака. Однако при достаточно мощных импульсах конвекции они пробивают эту инверсию и в дальнейшем росте на высоте около 6—8 км (для средних широт) достигают нового слоя инверсии, вдоль которого и растекаются в виде перистых облаков. При наблюдении таких облаков с земли их не всегда можно принять за грозовые, так как вершины их скрыты слоисто-кучевыми облаками. О прохождении подобных облаков над местностью можно судить по резкому уменьшению освещенности воздуха под ними, внезапному усилению дождя и близким грозовым разрядам.

Среди разнообразных форм облачности, связанной с грозами, значительный интерес представляют вымеобразные облака. Темные нижние основания этих облаков имеют структуру свисающих вниз гроздьев, которые, согласно Ляпидевскому<sup>55</sup>, образуются при неустойчивом состоянии среды: охлаждении сверху или нагревании снизу. В исключительных случаях вымеобразная структура может возникнуть и при изотермии. Неустойчивое состояние в последнем случае не будет определяться распределением температуры. Когда надвигающиеся с одной стороны горизонта темные облака покрывают все небо плотным покровом, но их нижнее основание не опускается ниже 2—3 км, и они сохраняют ясные очертания в виде выпуклостей и волокон, то обычно гроза должна быть непродолжительной. При этом наличие на нижнем основании облаков многочисленных обращенных вниз темных выпуклостей (вымеобразной структуры) является указанием на то, что гроза проходит стороной. Статистика наблюдений показывает, что вымеобразные облака сопутствуют сильным грозам на юге Российской Федерации, в то время как в



ее центральной и северной частях прохождение этих облаков связано со слабыми грозами.

Облачность фронтальных гроз имеет более «растрепанный» и несимметричный вид, чем облачность гроз тепловых, так как фронтальные грозы развиваются в условиях более сильных воздушных течений.

В горных местностях облака, образующиеся утром на вершинах гор, в течение дня (во время грозового сезона) быстро разрастаются и к вечеру обычно разражаются грозой. Прохождение гроз в долине сопровождается интенсивными (вследствие разреженности воздуха) огнями Эльма на горной вершине<sup>14</sup>. Вообще приближение гроз в горных условиях можно заранее предвидеть по наблюдению коронного разряда с острий, который начинается задолго до появления грозы<sup>66</sup>. Это подтверждается наблюдениями Израеля<sup>130</sup>, который неоднократно отмечал прохождение тока в вертикально расположенном над землей заземленном острие за 1,5—2 часа до начала грозы и в течение некоторого времени после ее окончания, а также наблюдениями Герасимовой<sup>26</sup> на Эльбрусе («Приют девяти»), где ток с острия почти всегда наблюдался раньше видимых признаков грозы и продолжался некоторое время после ее прохождения. Электрические процессы, как правило, сильнее развиты в быстро движущихся, фронтальных грозах. По наблюдениям альпинистов Абалакова и Симонова<sup>75</sup> о появлении горных гроз можно судить по электрическим токам, которые проходят через тело человека, пощипывая кожу и пошевеливая волосы<sup>34</sup>. Как в горных, так и в равнинных условиях развитие в течение дня мощной кучевой и грозовой облачности сопровождается усилением атмосферных разрядов («атмосфериков»), затрудняющих радиосвязь на длинных волнах.

Существенным признаком развития уже начавшейся грозы является характер звучания грома. Народные приметы говорят, что длительные раскаты грома есть признак приближения мощного массива грозовых облаков. Глухой, продолжительный и умножающийся со временем гром с медленными раскатами характерен для длительной грозы, в то время как короткие и резкие удары с возрастающими и ощутительными промежут-

ками между ними характеризуют кратковременную грозу.

Появления ночной грозы можно ожидать, если наряду с неизменностью или незначительным падением температуры при переходе от дня к вечеру происходит усиление ветра и укрупнение облачных масс. В вечерней заре перед грозой преобладают красные цвета, и лишь в конце (в случае близкой ночной грозы) может появиться желтоватая окраска. Туман перед ночной грозой или не наблюдается, или бывает очень слаб и быстро рассеивается; росы, как правило, не бывает. В то время как дневные грозы над большими озерами ослабевают и даже обходят их стороной, ночные грозы над озерами, наоборот, усиливаются. Происходит это потому, что ночью водная поверхность теплее суши, и поэтому конвекция лучше развивается над водной поверхностью, чем над сушей.

При прохождении грозы над местностью атмосферное давление сначала медленно падает, затем после незначительных колебаний скачком возрастает приблизительно на 2—3 мм («грозовой нос») и устанавливается на более высоком уровне, чем до грозы.

С приближением мощного грозового облака у земли обычно начинается ветер по направлению к этому облаку, постепенно усиливающийся и поворачивающий вправо, вплоть до направления, близкого к направлению движения грозового облака. Он образуется за счет нисходящего движения холодного воздуха под грозовым облаком. Прохождение фронтальных гроз сопровождается шквалистым ветром<sup>120</sup>.

Некоторые сведения о приближении гроз, правда, не всегда достаточно проверенные, ввиду чего ими можно пользоваться лишь с большой осторожностью, дает изучение поведения животных. Перед наступлением грозы голодные конские пиявки, помещенные в сосуд с водой, обычно начинают интенсивно вздрагивать<sup>126</sup>. Пиявки, находящиеся вне воды, проявляют повышенную подвижность. Происходит это потому, что голодные пиявки очень возбуждены (возбуждение их возрастает с температурой) и чувствительны к самым слабым колебаниям среды<sup>109</sup>. По-видимому, пиявки чувствуют при разряде молнии низкочастотные акустические колебания, которые человеческое ухо не воспринимает. Из ра-



бот Ш у л е й к и н а<sup>108</sup> известно, что медузы и гаммарусы на берегах морей хорошо воспринимают инфразвуки, являющиеся предвестниками шторма, и заблаговременно уходят в более безопасные для них места. Опыт первой мировой войны показал, что неслышимые акустические колебания, возникающие при артиллерийской канонаде и при полетах самолетов, чутко ощущают попугаи и фазаны. Воспринимая до появления грозы на горизонте низкочастотные акустические колебания, на которые приходится максимальная энергия в спектре грома, эти птицы обнаруживают в своем поведении признаки тревоги. Млекопитающие животные перед грозой также испытывают беспокойство. Возможно, что с мельчайших волосков, покрывающих особо чувствительные органы животных, происходит истечение электричества (тихий разряд) и это служит причиной их своеобразного поведения: животные испытывают чувство неудобства, ненормальности и стараются от этого избавиться. Некоторое влияние на поведение животных имеет высокая влажность в предгрозовом период. Навозный жук, например, перед грозой поразительно вял, в то время как полеты его возвещают хорошую погоду<sup>126</sup>. Одной из причин реагирования насекомых на погоду может явиться влага, отлагающаяся на покрывающих тело волосках (сконденсировавшаяся на насекомых влага утяжеляет их и мешает им двигаться). Рыбы перед грозой поднимаются к поверхности воды и заглатывают воздух. Людей в предгрозовом период клонит ко сну, они испытывают духоту вследствие уменьшения испарения с поверхности кожи из-за насыщенности атмосферы влагой. При этом требуются дополнительные усилия со стороны сердца, чтобы кровообращение протекало нормально.

Приведенные нами местные признаки развития гроз могут быть использованы в прогнозах лишь при условии, что все или подавляющее большинство этих признаков, которые могут иметь отношение к конкретным условиям погоды, указывают на определенный характер развития явления. Разумеется, они совсем не заменяют собой научно обоснованных прогнозов, которые даются нашими бюро погоды, и могут быть использованы лишь как источник дополнительной информации. Наибольшее значение при сравнительной оценке всех местных признаков развития гроз следует придавать наблюдениям

над облачностью. К наблюдениям над поведением животных перед грозой, ввиду недостаточной изученности этого вопроса, следует относиться с крайней осторожностью и ни в коем случае не придавать им самостоятельного значения. В целом местные признаки развития гроз являются существенным дополнением и конкретизацией наших представлений о развитии грозовых процессов в атмосфере в условиях данной местности.



## Глава XX

### ЗАЩИТА ОТ ГРОЗ

Первые попытки предохранения от разрядов молнии уходят своими корнями в глубокую древность. Наши далекие предки, совершая обряд жертвоприношения и стремясь обезоружить карающую десницу бога-громовержца, зажигали костры, поднимавшие высоко в небо столбы дыма. Плиний Старший сообщает, что, согласно преданиям, жрецы во время обрядов отводили молнию в землю, используя для этого высокие металлические шесты. Из надписей на стенах древнеегипетских храмов Эдфру и Дендра известно, что для защиты от «небесных бурь» (в те времена грозы в Египте возникали чаще, чем теперь) перед храмами устанавливались деревянные остроконечные мачты, которые по всей своей высоте (до 40 м) обивались медными листами. Историк Иосиф Флавий рассказывает о том, что к золотой крыше храма Соломона в Иерусалиме непосредственно примыкали массивные медные водосточные трубы. Трубы отводили воду в громадные подземные резервуары, являвшиеся замечательными проводниками электричества. Благодаря такому устройству храм Соломона просуществовал более десяти веков и ни разу не был разрушен молнией, несмотря на то, что он был расположен на возвышенном месте в изобилующей грозами местности (по-видимому, случавшиеся иногда попадания молнии в храм не причиняли ему вреда благодаря хорошей системе токоотводов). Римский Капитолий, в котором не было предохранительных устройств против молнии, неоднократно подвергался разрушениям от ее ударов.

В начале XVIII в. Ньютоном и Уоллом<sup>131</sup> независимо друг от друга было высказано предположение, что причиной молнии является электричество. В 1716 г. Ньютон<sup>176</sup> на опыте доказал идентичность молнии и полученной в лабораторных условиях искры. В 1749 г. Франклин<sup>67</sup> предложил воспользоваться высоким заостренным стержнем, соединенным с землей, для предохранения от поражения молнией. Однако взгляды Франклина не встретили признания в Лондонском Королевском Обществе. Наибольший успех предложение Франклина имело во Франции, где в 1752 г. по настоянию известного французского естествоиспытателя Бюффона книга Франклина была переведена и издана. Бюффон убедил переводчика книги Далибара проверить на опыте предложенный Франклином способ защиты от молнии. 10 мая 1752 г. в Марли близ Версаля Далибар получил во время грозы из вертикального изолированного от земли стержня высотой 12 м искры длиной в несколько сантиметров. В июне 1752 г. Франклин, не зная об опытах Далибара, запустил во время грозы под облака шелковый воздушный змей. К змею было прикреплено металлическое острие и пеньковая бичева, которая держала змей в полете. К нижнему концу бичевы был приязан ключ, а к ключу шелковая веревочка, изолировавшая всю систему. Когда бичева намокла от дождя, Франклин мог извлекать из ключа искры<sup>57</sup>.

Великий русский ученый Ломоносов обращался к вопросам атмосферного электричества еще в 1743 г., когда в стихотворении «Вечернее размышление о божьем величии» он высказал мысль об электрической природе полярных сияний<sup>90</sup>. Позднее, в письме к Шувалову «О пользе стекла», он указал на сходство между лабораторной электрической искрой и молнией и предложил пользоваться громоотводами, чтобы избежать поражения молнией. Обширные работы по исследованию грозового электричества Ломоносов вместе с Рихманом провел в 1752 г.<sup>96a</sup> 15 июля 1752 г. при прохождении грозы над Петербургом Ломоносов получил из установленного им на крыше здания Академии наук вертикального металлического стержня с острием на вершине значительные электрические искры. Созданное Ломоносовым и Рихманом устройство для на-



блюдения атмосферного электричества стало называться «громовой машиной» и вскоре получило распространение в Петербурге. Летом 1753 г. Ломоносов и Рихман продолжали опыты по изучению атмосферного электричества, в результате которых они самостоятельно создали прообразы современных молниеотводов. Во время одного из опытов 26 июля 1753 г. разрядом атмосферного электричества был убит Рихман. Первый в России молниеотвод был установлен на шпиле Петропавловского собора в Петербурге в 1756 г. в связи с тем, что до этого собор был наполовину сожжен прямым попаданием молнии.

Франклин рассматривал громоотвод лишь как отдельный металлический стержень на здании, который «бесшумно отводит электричество из облака», предупреждая тем самым удар молнии, в то время как Ломоносов предложил защищать от грозы не только отдельные здания, но и окружающую местность, устанавливая для этого на ней большое количество особых «стрел», «дабы ударяющая молния на них, нежели на головах человеческих и на храминах силы свои изнуряла», и тем самым рассматривал каждую из этих «стрел» не только как громоотвод, но и как молниеотвод. Результаты работ по изучению атмосферного электричества были изложены Ломоносовым в «Слове о явлениях воздушных от электрической силы происходящих». В прибавлении к «Слову» Ломоносов с предельной ясностью показал, что в своих работах он дал истолкование «многих явлений, с громовой силой бывающих, которых у Франклина нет и следу»<sup>67</sup>.

Первые громоотводы вызывали недоверие и страх у населения. Под впечатлением смерти Рихмана священник Прокон Дивиш в Чехии, пытаясь найти радикальное средство защиты от гроз, построил в 1754 г. деревянную башню высотой 44 м, наверху которой был установлен железный стержень, соединенный тремя железными цепями с землей. Дивиш тщетно предлагал свое изобретение для использования австрийскому императору, пока местное суеверное население не разрушило его башню из-за боязни засухи<sup>84б</sup>. В те времена считалось, что «грозовые бури происходят тогда, когда злые духи, демоны выходят из повиновения всевышнему». Поэтому с грозой повсеместно старались бороться с помо-

щью колокольного звона, который должен был отпугивать злых духов. Так как церкви возвышались над местностью, то при прохождении гроз они поражались молнией чаще других зданий. А поскольку священники в большинстве противились установке на церквях громоотводов, то только в одной Германии в конце XVIII в. за 33 года в результате разрядов молний было убито 120 звонарей и разрушено 400 церквей.

Интересный эпизод произошел во Франции в 1783 г., когда один из жителей Сент-Омера установил на своем доме громоотвод в виде стержня, подпиравшего шар, над которым возвышался обращенный острием вверх меч. Муниципалитет города возбудил судебный процесс, имевший широкую огласку и окончившийся благополучно для домовладельца лишь благодаря блестящей защите молодого адвоката Робеспьера, впоследствии известного деятеля Французской революции. Следует отметить, что при этом экспертом муниципалитета выступал Марат, который считал громоотвод опасным устройством и был против его применения.

В Англии распространение громоотводов было задержано тем, что в это время Соединенные Штаты Америки отделились от своей метрополии. Поэтому когда зашел вопрос об устройстве громоотводов на королевском дворце в Лондоне, король Георг III в виде протеста против отделения Америки приказал поставить громоотводы конструкции англичанина Вильсона с шариками вместо острий на верхних концах стержней. Вильсон считал, что тупой конец громоотвода затруднит стекание с него заряда, благодаря чему уменьшится вредное действие громоотвода. Реакция против громоотводов с остриями в английских правящих кругах эпохи освобождения Америки была настолько сильна, что сторонники громоотводов с остриями объявлялись политически неблагонадежными. Однако опыты ряда физиков (Беккария и др.) доказали недейственность применявшихся англичанами шариков, и последние стали быстро вытесняться остриями<sup>7ф</sup>.

Постепенно опыт защиты от молнии начинает обобщаться и распространяться в разных странах. В 1778 г. в Германии вышло сочинение Реймаруса<sup>84б</sup>, содержащее в себе правила устройства громоотводов. Не отвергая постановки на возвышенных частях зданий



заостренных стержней, он рекомендовал прокладывать по крыше и по стенам здания свинцовые или медные полосы, связанные отводом к земле. Геттингенский физик Лихтенберг<sup>84б</sup> предлагал в качестве громоотвода соединенный с землей венчик из заостренных металлических прутьев. Нашлись и последователи Лихтенберга, сначала среди французов (Перро) и позднее в Бельгии (Мельсан). Планте<sup>84б</sup> провел серию опытов по выяснению роли острия в грозозащитных сооружениях и пришел к выводу, что громоотвод с одним острием и на большей высоте более действенен, чем громоотводы со множеством острий на малых высотах. В 1784 г. во Франции была создана первая комиссия по выработке правил для установки громоотводов, в которую вошли Кулон, Лаплас, Франклин. В 1814 г. в России вышло обстоятельное сочинение Воинова о молнии и грома, где уделялось должное внимание также устройству и функционированию громоотводов, а в 1823 г. русский физик Стойкович издал специальный труд под названием «О соломенных и некоторых других отводах молнии и града». В 1823 г. Гей-Люссак по поручению Французской Академии составил инструкцию по установке громоотводов, где он обращал главное внимание в громоотводе на острие, эмитирующее электрические заряды в воздух. Примерно в этот же период Якоби и Ленц<sup>7ф</sup> составили проект громоотвода для пороховых погребов, а несколько позднее Максвелл прочел в Британской Ассоциации доклад, в котором предлагал для предохранения пороховых магазинов от молнии покрывать их со всех сторон металлической сеткой. В 1855 г. в Москве появилась книга Киреевского «Опыт изложения теории громоотводов», где был подытожен и обобщен опыт строительства громоотводов в России и в других странах. Спустя восемь лет в «Артиллерийском журнале» была опубликована статья о громоотводах Петрушевского<sup>7ф</sup>, в которой автор особое внимание уделял защите от поражения молнией пороховых магазинов и погребов.

Когда был накоплен достаточно большой материал по грозозащите, оказалось, что число поражений земных объектов молнией намного больше, чем думали раньше. Это побудило общественность и ученых для более основательного выяснения всех свойств грозоза-

щитных систем вновь заняться рассмотрением вопроса о грозозащите. В 1861 г. И. Н. Ульяновым (отцом В. И. Ленина) была написана интересная работа под названием «О грозе и громоотводах», где были обобщены результаты исследования гроз и грозозащитных устройств русскими и иностранными учеными<sup>71</sup>. В 1870 г. Французской Академией наук была окончательно пересмотрена и улучшена инструкция по громоотводам Гей-Люссак. В 1878 г. в России появилась книга Смирнова «Громоотводы, их теория и устройство».

Упомянутые выше работы русских ученых в области конструирования громоотводов сыграли большую роль в улучшении состояния грозозащиты в России. Большим шагом вперед в этом направлении была также предложенная в 1903 г. Локуцеевским в Одессе грозозащитная система для сельской местности. В этой системе предполагалось расположить на местности множество высоких стержней с металлическими наконечниками, соединенными между собой и с землей проволокой.

Практическим итогом всестороннего изучения вопроса о молнии и грозозащите в наше время явились вышедшие в СССР в довоенные годы «Руководящие указания по защите от перенапряжений» и опубликованные в 1950 г. «Труды научно-технической сессии по перенапряжениям», представляющие крупный вклад советских ученых в разрешение проблемы по борьбе с вредным действием молнии в народном хозяйстве<sup>93</sup>.

Внедрение в практику громоотводов шло параллельно с развитием гражданского и промышленного строительства. В 1771 г. в Петербурге и Варшаве насчитывалось по шести громоотводов. В дальнейшем число их неизменно росло из-за большого количества пожаров, которые вызывались ударами молнии. За период с 1880 по 1889 гг. 3,6% пожаров в Российской империи составляли пожары от ударов молнии<sup>84б</sup>. С 1938 по 1940 гг. в СССР было зарегистрировано 9000 пожаров, вызванных молнией.

Чтобы представить, какой вред приносит молния современным предприятиям, можно указать хотя бы на то, что до недавнего времени на линиях электропередачи и подстанциях больше половины повреждений происходило из-за ударов молнии. Поражение молнией линий



электропередач зависит от интенсивности грозовой деятельности, рельефа местности, высоты молниеотводов, степени их экранировки окружающими сооружениями, ориентировки линий передач по отношению к основным направлениям перемещения гроз. Между числом поражений линии передач на 100 км длины линии за 20 грозовых дней и высотой молниеотвода существует соотношение  $N=1,2h$ . На основании этого соотношения средняя поражаемость высоковольтных линий Советского Союза составляет 15—30 ударов молнии на 100 км длины линии за 20 грозовых дней.

Одним из наиболее поражаемых молнией промышленных районов до недавнего времени являлся Донбасс. Согласно исследованиям Бургсдорфа<sup>16</sup>, высокая поражаемость линий электропередач в Донбассе объясняется значительной длительностью проходящих здесь гроз. По нашему мнению, известную роль при этом может играть и значительная электропроводность подпочвенных грунтов. В довоенные годы количество грозовых аварий на линиях электропередач здесь доходило до 600 в год, причем до 30 из них сопровождалось повреждением оборудования подстанций. В результате принятых по улучшению грозозащиты мер количество грозовых аварий в Донбассе из года в год стало уменьшаться: в 1945 г. их было 18, в 1946—16, в 1947—13, в 1948—6. Основные линии электропередач защищаются металлическими тросами (тросовыми молниеотводами), которые прокладываются по опорам над токонесущими проводами<sup>93</sup>. Наряду с тросовыми молниеотводами в систему грозозащиты линий электропередач входят различные устройства по ограничению возможности возникновения дугового разряда после импульсного пробоя изоляции, дугогасящие устройства и автоматическое повторное включение (АПВ), с помощью которого достигается быстрее восстановление нормальной работы линии. На второстепенных линиях передач могут применяться трубчатые разрядники и стержневые молниеотводы. Применение трубчатых разрядников имеет смысл также для защиты подходов к линиям передач и мест с ослабленной изоляцией. Несмотря на то, что стержневые молниеотводы имеют больший угол защиты ( $\approx 37^\circ$ ), чем тросовые ( $\approx 31^\circ$ ), для защиты протяженных объектов (линий электропередач и больших

подстанций) использование тросовых молниеотводов является экономически более целесообразным<sup>79</sup>. Эффективность тросов особенно велика для линий передач на 110—120 kV на металлических опорах. Для линий на 20—35 kV на металлических опорах грозозащита должна строиться с использованием главным образом дугогасящих устройств. В зависимости от конкретных условий перечисленные выше меры по грозозащите линий электропередач могут использоваться в различных сочетаниях.

В районах интенсивной грозовой деятельности (с годовым числом грозовых дней около 20) количество прямых попаданий молнии в контактную сеть электрических железных дорог равно 9 в год на 100 км пути<sup>70</sup>. При каждом прямом попадании молнии обычно происходит перекрытие изоляции двух или большего количества опор контактной сети. Из практики эксплуатации городского электротранспорта известно, что молнии поражают не только его контактную сеть, но и моторные вагоны трамвая. При попадании молнии или связанных с нею перенапряжений в контактную сеть обычно повреждаются наиболее слабые места изоляции подстанций—изоляция измерительных приборов и трансформаторов. Попадание перенапряжений в моторные вагоны трамвая, как правило, приводит к повреждению распределительных щитов, силовой и осветительной проводки (особенно в местах соприкосновения с корпусом вагона), контроллеров и якорей электродвигателей. В большинстве случаев при этом одновременно обгорают роговые разрядники. Наиболее часто поражение трамвая молнией наблюдается в местах интенсивной грозовой деятельности. Однако на эту основную закономерность накладываются иногда довольно значительные изменения, зависящие главным образом от рельефа местности и электропроводности почвы в местах прокладки контактной сети, а также от количества вагонов на линиях и протяженности линий. Именно этим объясняется тот факт, что в 1955 г. в Днепропетровске имело место 20 поражений трамвая молнией, в то время как в Харькове их было 10, несмотря на примерно одинаковое для этих городов среднее количество гроз в году. И даже в пределах одной и той же местности при разном сочетании указанных факторов могут наблю-



даться значительные вариации в числе поражений вагонов трамвая в год. Об этом с достаточной убедительностью можно, например, судить по данным для г. Горького, где в 1953 г. было 2 поражения трамвайных вагонов молнией, в 1954—17, а в 1955 г. снова 2. В городах, где гроз бывает мало, поражения трамвайных вагонов молнией или совсем не наблюдаются (Баку, Ташкент, Владивосток), или отмечаются один раз в 10—20 лет (Пермь, Алма-Ата). В противоположность трамваю, троллейбус молнией не поражается совершенно. В основном это происходит потому, что троллейбус со всем его электрооборудованием изолирован от непосредственного контакта с землей, в то время как для трамвая наличие такого контакта является необходимым условием движения<sup>7</sup>.

Для предохранения подвижного состава электрических железных дорог от прямого поражения молнией и от воздействия связанных с ней индукционных перенапряжений употребляется комбинированная защита. Роговой разрядник с индуктивностью служит для защиты от перенапряжений с большой силой тока, возникающих в результате прямых ударов молнии. При ударах молнии с небольшими силами тока используется вентильный разрядник. Сопротивление такого разрядника, начиная с некоторого значения напряженности электрического поля и при дальнейшем ее возрастании, резко падает. Для защиты от перенапряжений на межвитковой изоляции моторов параллельно соответствующим цепям обычно включают конденсаторы.

Разряды молнии в металлические самолеты в большинстве случаев происходят при шквалистых осадках в виде снега<sup>132</sup>. При этом обычно повреждаются наружные антенны и лампы радиоаппаратуры, часто имеет место также размагничивание компаса, иногда частично обгорают органы управления, но ни в одном из случаев разряда молнии в металлические самолеты не было зарегистрировано непосредственного повреждения молнией моторов, взрыва горючего или поражения людей<sup>132</sup>. Это, однако, не значит, что грозы не опасны для авиации. Полет в грозу опасен для самолетов в первую очередь из-за мощных конвективных потоков и быстро нарастающего обледенения. Влияние указанных факторов приводит к ухудшению аэродинамики самолета (главным об-

разом управляемости), к нарушению прочности его частей, а часто и к гибели самолета и экипажа. Попадание молнии в самолет с деревянным корпусом, как правило, вызывает пожар и гибель экипажа и самолета.

Перейдем к рассмотрению основного грозозащитного устройства—стержневого молниеотвода. Все конструкции стержневых молниеотводов в принципе содержат острие и систему токоотводов, соединенных с хорошим заземлением. Действие острия сводится к тому, что при грозах, когда электрическое поле у земли достигает достаточной силы для того, чтобы из острия в воздух начало вытекать электричество, вокруг острия образуется объемный электрический заряд значительной протяженности. Особенно значительное истечение электричества с острий происходит при близком разряде молнии. С острий обычных молниеотводов истечение электричества начинается при подаче на острие электрического напряжения 6—10kV. С травы и с сосновых игл истечение электричества начинается при меньшем напряжении. Деревья, высокие трубы, остроконечные башни также будут давать истечение электричества, но при значительно более высоких электрических полях, чем острия молниеотводов.

В 1939 г. Герасимов<sup>26</sup> установила, что во время гроз благодаря истечению электричества с острий вокруг последних образуется электрический объемный заряд, простирающийся на десятки, а иногда и на сотни метров от острия. Благодаря электрическому полю объемного заряда электрическое поле облака у земной поверхности несколько ослабляется. Это находит подтверждение в лабораторных опытах Белякова<sup>13</sup>, который вводил в разрядный промежуток объемный заряд, одноименный по знаку с источником напряжения, и наблюдал при этом незначительное увеличение пробивной прочности разрядного промежутка. Многочисленные измерения Лутца, Шенланда, Маккрона и других<sup>7Ф</sup> также подтвердили эти результаты. Когда эмиссия заряда с острия мала, объемный заряд не будет иметь значения для предупреждения поражения объекта молнией, грозозащитное устройство перестанет быть «громоотводом», и молния ударит в наиболее высокий предмет, кратчайшим путем соединяющий ее с землей, если этот предмет хорошо заземлен. При этом возвышенное поло-



жение острия, малое электрическое сопротивление токоотвода и высокая электропроводность подпочвенного грунта имеют первостепенное значение для благополучного отведения молнии по токоотводу в землю<sup>84а</sup>. В данном случае заостренный металлический стержень, соединенный с хорошим заземлением, выполняет роль молниеотвода.

На большом опытном материале Стекольников<sup>84б</sup> и его сотрудники показали, что избирательная поражаемость местности молнией находится в тесной связи с проводимостью грунтов, образующих геологическую структуру поражаемого района. Это объясняется тем, что при разряде молнии на землю ток проводимости разряда направляется в места с наиболее высокими значениями электропроводности и напряженности электрического поля. Электропроводность почвы под действием растущей напряженности поля при разряде молнии на землю может в некоторых пределах возрасти (закон Пула для полупроводников). Это приводит к эффективному уменьшению сопротивления заземления. Влияние геологического рельефа местности на разряд молнии бывает настолько значительным, что молния часто минует возвышающиеся над местностью предметы и устремляется непосредственно в места с наиболее высокой электропроводностью подпочвенных грунтов. На этом свойстве молнии поражать места с высокой электропроводностью основывались даже отдельные попытки изучения геологической структуры местности.

Работами ряда ученых установлено, что по мере приближения молнии к земле высота возможных объектов поражения все более начинает определять дальнейшую траекторию молнии, так как электрическое поле в атмосфере все более будет зависеть от искажений, вносимых очертаниями рельефа, пока на некоторой высоте над объектом молния, наконец, «заметит» объект и направится прямо к нему. Согласно исследованиям Акopian<sup>3</sup>, «высота ориентировки молнии» равна 10—20-кратной высоте молниеотвода, но не превышает 600 м над уровнем земной поверхности. В тесной связи с этим находится и то впервые отмеченное Стекольниковым<sup>84б</sup> обстоятельство, что поражение объектов молнией при положительном и отрицательном зарядах облака будет различное: радиус защитной зоны при поло-

жительном заряде облака будет меньше, чем при отрицательном. Нориндер<sup>60</sup>, основываясь на своих лабораторных исследованиях, приходит к выводу, что разряд из области положительного заряда облака должен предпочтительно поражать места с хорошей проводимостью, в то время как разряд из области отрицательного заряда облака может поразить как хороший проводник, так и плохой. Поэтому грозозащита должна строиться с учетом возможного появления облаков с различной полярностью.

Стекольников и Беляков<sup>84б</sup> показали, что увеличение электрической разности потенциалов между облаком и землей вызывает укорочение пути разряда, выпрямляет его траекторию. Любопытное свойство разряда молнии в молниеотвод, заключающееся в том, что наиболее часто этот разряд развивается при прохождении облака сбоку от молниеотвода, обнаружил Акopian<sup>3</sup>. Он объяснил это соответствующей ориентацией облачного диполя. Кроме того, Акopian выяснил влияние температуры и влажности воздуха на защитное действие молниеотводов. Оказывается, что с увеличением температуры и влажности защитное действие молниеотводов ухудшается (особенно сильно проявляется это обстоятельство в жарких странах).

Ализаде<sup>2</sup> нашел, что при первом импульсе разряда молнии облако разряжается интенсивнее, чем при последующих импульсах. При изучении амплитудных значений токов через молниеотводы Бургсдорф<sup>16</sup> установил, что в горах Кавказа амплитудное значение токов молнии в 2—3 раза меньше, чем в средней полосе Союза. Токи горных молний редко достигают 50 кА и никогда не превышает 70 кА, в то время как на равнине обычно регистрируются токи порядка 100 кА, а иногда даже выше 200 кА. В одной из последующих работ Бургсдорф<sup>79</sup> изучил вероятности токов молнии для равнинных и горных местностей отдельно. Оказалось, что, несмотря на различие физико-географических условий, кривые вероятности токов молнии для всех равнинных местностей совпадают между собой. То же можно сказать и о токах молнии в горных условиях. Полученные Бургсдорфом кривые вероятности токов молнии для равнинной и горной местностей имеют большую ценность при проектировании грозозащиты.



Рассмотрим основные количественные закономерности, определяющие действие стержневого молниеотвода. При прохождении грозы над местностью на острие молниеотвода, которое можно приближенно отождествить с шариком радиусом  $R$ , индуцируется заряд  $Q$ , создающий у границ острия потенциал  $\frac{Q}{R}$ . Потенциал электрического изображения заряда  $Q$  в проводящей земной поверхности будет  $-\frac{Q}{2h}$ , где  $h$ —высота молниеотвода. Принимая во внимание, что молниеотвод заземлен, и учитывая потенциал  $\varphi$  внешнего поля, будем иметь:

$$\varphi + \frac{Q}{R} - \frac{Q}{2h} = 0, \quad (182)$$

откуда

$$Q = \frac{-2E_0 h^2 R}{2h - R}. \quad (183)$$

Из уравнения (183) находим напряженность поля у острия молниеотвода

$$E = \frac{Q}{R^2} = \frac{-E_0}{\frac{R}{h} - \frac{1}{2h^2}}. \quad (184)$$

Учитывая, что потенциал электрического изображения заряда  $Q$  в непроводящей земной поверхности равен  $\frac{\varepsilon - 1}{\varepsilon + 1} \cdot \frac{Q}{2h}$ , для земной поверхности из диэлектрика подобным же образом получим

$$E = \frac{-E_0}{\frac{R}{h} - \frac{1}{2} \left( \frac{\varepsilon - 1}{\varepsilon + 1} \right) \frac{R^2}{h^2}}. \quad (185)$$

Из уравнений (184) и (185) следует, что напряженность поля на вершине молниеотвода выше в том случае, когда металлический молниеотвод установлен на проводящей земной поверхности, и ниже, когда земная поверхность может рассматриваться как диэлектрик. Однако это различие сказывается лишь при учете членов второго порядка малости. После упрощения формулы (184) имеем:

$$E = \frac{-E_0 h}{R}, \quad (186)$$

где  $E_0$ —напряженность электрического поля у земли в отсутствии молниеотвода.

Таким образом, напряженность поля у вершины молниеотвода возрастает с увеличением его высоты и с уменьшением радиуса кривизны острия. Эквипотенциальные линии электрического поля при обходе стержня молниеотвода образуют конус. Для движения молнии от облака к земле основное значение имеет вертикальная составляющая напряженности электрического поля в каждой точке этого конуса, которая будет равна

$$E'_0 = -E_0 \sin \varphi = -E_0 \frac{l}{\sqrt{l^2 + h^2}}, \quad (187)$$

где  $\varphi$ —половина плоского угла при вершине конуса;  
 $h$ —высота молниеотвода;  
 $l$ —радиус защитной зоны.

Отношение напряженности поля у вершины молниеотвода к вертикальной составляющей напряженности поля в какой-либо точке конуса примет вид

$$\alpha = \frac{E}{E'_0} = \frac{h \sqrt{h^2 + l^2}}{Rl}. \quad (188)$$

Практика показывает, что радиус защитной зоны примерно равен высоте молниеотвода. При этом условии из уравнения (188) получим следующую зависимость между высотой молниеотвода и радиусом кривизны его острия:

$$\frac{\alpha R}{\sqrt{2}} = h, \quad (189)$$

т. е. чем выше молниеотвод, тем более тупым должно быть его острие для обеспечения зоны защиты  $l = h$ .

Установленное Стекольниковым<sup>84б</sup> изменение радиуса защитной зоны при различных знаках заряда нижней части грозового облака является следствием асимметрии коронного разряда. При отрицательном заряде нижней части облака острие молниеотвода будет находиться при положительном потенциале. В этом случае оно будет эмитировать в окружающее пространство более значительный заряд, чем при равном отрицательном потенциале. Эмитированный заряд, распределяясь у молниеотвода заданной высоты, заполнит объем конуса с большим радиусом основания. Эквипотенциальные линии, огибающие молниеотвод, в этом случае будут идти более полого, что и обеспечит соответствующее изменение радиуса защитной зоны.



Выясним далее условия обмена зарядом между облаком и молниеотводом. Обозначим через  $\varphi_1$  потенциал молниеотвода, через  $\varphi_2$ —средний потенциал нижней части облака относительно земли. Заряды молниеотвода и облака пусть будут соответственно  $Q_1$  и  $Q_2$ . Тогда для потенциала молниеотвода и облака получим

$$\begin{cases} \varphi_1 = a_{11}Q_1 + a_{12}Q_2 \\ \varphi_2 = a_{21}Q_1 + a_{22}Q_2 \end{cases} \quad (190)$$

где через  $a$  с индексами обозначены емкостные коэффициенты.

При учете заземления молниеотвода будем иметь

$$\begin{cases} 0 = a_{11}Q_1 + a_{12}Q_2 \\ \varphi_2 = a_{21}Q_1 + a_{22}Q_2 \end{cases} \quad (191)$$

откуда для заряда заземленного молниеотвода найдем

$$Q_1 = \varphi_2 \frac{a_{12}}{(a_{12}^2 - a_{11}a_{22})} \quad (192)$$

При разряде молнии система уравнений (190) примет вид

$$\begin{cases} \varphi'_1 = a_{11}Q'_1 + a_{12}Q'_2 \\ 0 = a_{21}Q'_1 + a_{22}Q'_2 \end{cases} \quad (193)$$

Из уравнений (193) имеем:

$$\frac{Q'_2}{Q'_1} = -\frac{a_{12}}{a_{22}} \quad (194)$$

Комбинируя уравнения (192) и (194), получим

$$Q'_2 = -\frac{Q_1 Q'_1 (a_{12}^2 - a_{11}a_{22})}{\varphi_2 a_{22}} \quad (195)$$

Как видно из уравнения (195), остаточный заряд грозового облака при прочих равных условиях пропорционален зарядам молниеотвода до и после разряда молнии и обратно пропорционален предразрядному потенциалу облака. Согласно уравнению (195), остаточный заряд грозового облака возрастает при увеличении взаимной емкости молниеотвода и облака  $a_{12}$  в сравнении с собственной емкостью облака  $a_{22}$ . Таким образом, над местностью с молниеотводами облака при разрядах на землю в меньшей степени отдают заряд земле, чем

в отсутствии молниеотводов. Цепь горных вершин можно уподобить системе молниеотводов. Высота грозových центров в горах понижена в сравнении с равниной. Все это вместе взятое объясняет известные результаты Бургсдорфа<sup>16</sup> о меньшей величине токов горных молний в сравнении с равнинными. Следует также отметить, что токи горных молний могут быть меньше токов равнинных и потому, что в условиях разреженного воздуха в горах разряд молнии будет происходить при меньшем накоплении заряда в облаках, чем в условиях равнины.

Рассмотрим взаимодействие молнии и молниеотвода на последнем этапе движения ступенчатого лидера молнии к земле. Искажения электрического поля, вызываемые неровностями земной поверхности, именно в этом случае начинают оказывать влияние на направление распространения разряда. Обозначим стартовый заряд головки ступенчатого лидера молнии через  $q_0$ . Тогда, согласно принятому в газовом разряде закону нарастания заряда, будем иметь:

$$dq = q_0 \alpha e^{\alpha x} dx, \quad (196)$$

где  $\alpha$ —эффективный коэффициент ионизации.

Пусть  $x_0$ —длина последней ступени лидера,  $x$ —пройденное лидером расстояние от начала движения на данной ступени. Указанное нарастание заряда вызовет изменение напряженности электрического поля у земной поверхности:

$$dE_0 = \frac{q_0 \alpha e^{\alpha x} dx}{(h+x_0-x)^2}, \quad (197)$$

где  $h$ —высота молниеотвода (при этом мы принимаем, что лидер молнии движется к молниеотводу по вертикали). Используя уравнение (169), для изменения напряженности поля у вершины молниеотвода получим

$$dE = -\frac{q_0 \alpha h e^{\alpha x} dx}{R (h+x_0-x)^2}, \quad (198)$$

откуда для плотности тока смещения у вершины молниеотвода будем иметь:

$$j = -\frac{q_0 \alpha v h e^{\alpha x}}{4\pi R (h+x_0-x)^2}. \quad (199)$$



Так как ток смещения в воздухе должен замыкаться через ток проводимости в молниеотводе, то

$$\sigma E = - \frac{q_0 h a e^{\alpha x} v}{4\pi R(h+x_0-x)^2}, \quad (200)$$

где  $E$ —эффективная напряженность поля на молниеотводе;

$\sigma$ —его электропроводность.

Из уравнения (200) получим

$$E = - \frac{q_0 h a e^{\alpha x} v}{4\pi R \sigma (h+x_0-x)^2}. \quad (201)$$

Как видно из последнего уравнения, при прочих равных условиях напряженность поля на молниеотводе пропорциональна скорости движения лидера молнии. Попадание молнии в молниеотвод будет тем вероятнее, чем больше напряженность поля вблизи молниеотвода. А так как эта напряженность поля пропорциональна скорости движения лидера молнии, то с увеличением скорости движения лидера увеличивается и вероятность поражения молниеотвода.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассматривая различные связанные с грозой и характеризующие грозу процессы, мы приходим к выводу, что основной причиной возникновения обычных и вулканических гроз является электризация аэрозолей различной дисперсности при их столкновениях между собой в ходе развития внутриоблачной конвекции и турбулентности. Достаточно принять во внимание сильные электрические поля, возникающие при снежных метелях, песчаных и пылевых бурях и вулканических извержениях, чтобы согласиться с тем, что точка зрения, которой мы придерживаемся в данной работе, имеет право на существование. Мы считаем, что лишь отсутствие вблизи земной поверхности условий для мощного разделения зарядов, подобных тем, которые имеются в облаках, не позволяет развиваться грозам у земной поверхности при песчаных и пылевых бурях и снежных метелях. Появление в облаках в процессе их последовательного развития ледяной фазы стимулирует развитие в них электрических процессов вследствие наложения на ход явлений результатов электризации аэрозолей на фазовой границе вода—лед. Проведенные нами измерения электризации при дроблении льда, а также поляризации льда и контактной разности потенциалов между водой и льдом дают основание для такого вывода.

Во всех исследованных случаях электризации частиц одного и того же вещества, но различной дисперсности, в верхней части облака аэрозолей после разделения зарядов в поле силы тяжести сосредоточиваются положительные заряды, в нижней—отрицательные. Такое рас-



пределение зарядов в облаке аэрозолей подтверждается многочисленными исследованиями, в том числе по отношению к обычным (не вулканическим) грозовым облакам обширным материалом наблюдений Симпсона с сотрудниками, Ганна, Чепмена, а также и нашими измерениями напряженности электрического поля в грозовых облаках с помощью радиозонда.

Большое значение для начала грозового процесса имеет плотность заряда в облаках и ее флуктуации. Как выяснено нами, флуктуации заряда в облаках, возникающие благодаря развитию турбулентности, в условиях предразрядной напряженности электрического поля могут обеспечить начало разряда молнии и проложить дальнейший путь внутриоблачному разряду. С другой стороны, начало разряда молнии и его дальнейшее развитие в значительной мере облегчаются благодаря коронированию облачных элементов. В связи с этим нами были поставлены опыты по исследованию коронирования крупных водяных капель. В результате опытов подтвердилась справедливость основных закономерностей коронирования, установленных Инглишем для капель более мелкого размера, с той лишь разницей, что в нашем случае получилась несколько иная форма осциллограмм и более короткое время разряда. Вместе с тем нам удалось обнаружить явление интенсивного дробления капель, проходящих в сильном электрическом поле вблизи коронирующего электрода. Изучение клидограмм взаимодействующих коронирующих электродов на черно-белых и цветных фотоматериалах позволило нам качественно дополнить картину развития коронного разряда между электродами. Этим же целям служили и наши наблюдения над электрическим ветром, в частности над изменением мощности электрического ветра с удалением от электрода. Все это имеет непосредственное отношение к изучению поведения сильно заряженных частиц в грозовых облаках, а следовательно, и к развитию разряда молнии.

Исследование разряда с острия в свободной атмосфере привело нас к выводу, что электрическое поле грозовых облаков и ток разряда с острия, как правило, меняются синфазно. Однако отступления от синфазности также имеют место и объясняются они главным образом влиянием заряда осадков. В процессе интенсивной раз-

рядной деятельности электрическое поле грозовых облаков и ток разряда с острия часто и резко меняются по величине и направлению, в то время как до начала разрядной деятельности и после ее ослабления их изменения довольно монотонны.

Осуществленное нами с помощью специальной аппаратуры изучение грозовых осадков показало, что распределение заряда по каплям в таких осадках является асимметричным за счет наличия в области отрицательных зарядов некоторого количества капель с большим зарядом, что не имеет себе аналога в области капель, заряженных положительно. Кроме того, из наших измерений следует, что с грозовыми осадками к земной поверхности поступает более значительный отрицательный заряд, чем принималось до сих пор. Заряды капель грозовых осадков у земной поверхности имеют несколько меньшую величину, чем в облаках, за счет нейтрализации части заряда при движении капель к земной поверхности.

Специальное изучение числа и полярности разрядов молнии позволило нам установить, что среднее число разрядов в минуту для гроз в районе г. Минска равно 1,6 при крайних значениях 0,3 и 5. Общие количества разрядов положительной и отрицательной полярности оказались почти равными.

В результате скоростной киносъемки процесса дробления капель в воздушном потоке и в электрическом поле нами получены дополнительные характеристики кинетики этого явления, ранее исследовавшегося Мекки и Хохшвендером. Увеличение поверхности капель перед разрушением в воздушном потоке и в электрическом поле и повышение степени дисперсности частиц благодаря их дроблению позволяет объяснить за счет этих процессов уменьшение освещенности под грозовыми облаками, особенно в случае их небольшой вертикальной протяженности. Вытягивание капель вдоль силовых линий электрического поля в тонкие водяные нити является одной из причин понижения пробивного напряжения в грозовых облаках.

С помощью кубического резонатора и динамического микрофона нами была осуществлена запись неслышимой и слышимой компонент грома. Было установлено, что прямая волна грома всегда начинается со сжатия и



что основная энергия грома падает на частоты 0,25—2 Hz. Давление в канале молнии, согласно нашим измерениям, одного порядка с давлением, развивающимся при средней силы взрывах.

Выяснению условий образования смерчей в атмосфере были посвящены наши опыты с моделью смерча, завершившиеся замером основных характеристик лабораторного смерча.

На основе суммы знаний о грозовых процессах в конце работы нами дается интерпретация основных особенностей действия стержневого молниеотвода.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамсон И. С. и др. Журн. exper. и теор. физики, 17, 10, 1947.
2. Ализаде А. С. Механизм развития молнии и методы ее изучения, 1940.
3. Акопян А. А. Тр. Всесоюз. электротехн. ин-та, 36, 1940.
4. Александров Г. Н. Журн. техн. физики, 12, 1956.
5. Андреев Н. Н. Большая Советская Энциклопедия, 3, 1950.
6. Араго Ф. Гром и молния, 1850.
7. Арабаджи В. И. Докл. АН СССР: а) 60, 5, 1948; б) 64, 6, 1949; в) 82, 3, 1952; г) 111, 1, 1956; Журн. техн. физики: д) 20, 8, 1950; Изв. АН СССР, сер. геофиз.: е) 13, 2, 1949; Журн. exper. и теор. физики: ж) 30, 1, 1956; Коллоидн. журн.: з) 13, 5, 1951; и) 11, 4, 1949; к) 18, 3, 1956; л) 18, 5, 1956; м) 19, 6, 1957; Метеорол. и гидрол.: н) 8, 1952; о) 8, 1953; п) 2, 1954; р) 4, 1956; Природа: с) 7, 1947; т) 7, 1948; у) 8, 1948; ф) 4, 1950; х) 7, 1954; Уч. зап. Минск. пед. ин-та: ц) 5, 1956; ч) 7, 1957; ш) 9, 1958.
8. Архипова Е. П. Тр. Главн. Геофиз. Обсерватории, 74, 1957.
9. Астапович И. С. Природа, 3, 1951.
10. Баракан Н. Б. Метеорол. и гидрол., 1, 1941.
11. Берг Л. С. Основы климатологии, 1938.
12. Берг Э. Исследование зимней грозы в Петербурге, 1890.
13. Беляков А. П. Тр. Всесоюз. электротехн. ин-та, 36, 1940.
14. Боровиков А. и Ходакевич С. В сб.: К вершинам Советской земли, 1949.
15. Брукс К. Климаты прошлого, 1952.
16. Бургсдорф В. В. Электрические станции, 7, 1946.
17. Вавилов С. И. а) Очерки по истории Академии наук СССР, 1945; б) Ньютон, 1945.
18. Вейнберг Б. П. Лед, 1940.
19. Вестник информации, 4, 1952.
20. Влодавец В. И. Вулканы Советского Союза, 1949.
21. Воейков А. И. Климаты земного шара, 1884.
22. Войт С. С. Природа, 11, 1955.
23. Врангель Ф. И. Путешествие по северным берегам Сибири и Ледовитому морю, 1948.
24. Гайгеров С. С. Метеорол. и гидрол., 4, 1939.



25. Гезехус Н. А. а) Зап. Русск. Геогр. об-ва, 47, 1911; Журн. Русск. физ.-хим. об-ва: б) 1900; в) 1902.
26. Герасимова М. Н. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., 4-5, 1939.
27. Гринберг А. П. Методы ускорения заряженных частиц, 1950.
28. Гумбольдт А. Космос, ч. 1, 1866.
29. Гусак Н. А. В сб.: К вершинам Советской земли, 1949.
30. Гусев А. М. Эльбрус, 1948.
31. Данилевский В. В. Русская техника, 1947.
32. Дарвин Ч. Путешествие натуралиста на корабле Бигль, 1941.
33. Долуханов М. П. Распространение радиоволн, 1951.
34. Дольников А. Э. В сб.: На просторах родины чудесной, 1952.
35. Дроздов Н. Г. Электричество трения как причина пожаров и взрывов, 1938.
36. Дюбюк А. Ф. Природа, 7, 1957.
37. Жуковский Н. Е. Собр. соч., 3, 1949.
38. Извеков Б. И. Климат и погода, 1, 1928.
39. Имянитов И. М. а) Тр. Главн. Геофиз. Обсерв., 35 (97), 1952; б) Докл. АН СССР, 109, 1, 1956.
40. Имянитов И. М. и Чуваев А. П. Метеорол. и гидрол. 4, 1955.
41. Капица П. Л. Докл. АН СССР, 101, 2, 1955.
42. Капцов Н. А. а) Коронный разряд, 1947; б) Электрические явления в газах и вакууме, 1947.
43. Кеппен В. Основы климатологии, 1938.
44. Колобков Н. В. Грозы и шквалы, 1946.
45. Краснов А. Н. Под тропиками Азии, 1956.
46. Красногорская Н. В. Изв. АН СССР, сер. геофиз., 7, 1956.
47. Крылов Н. Н. Теория и расчет радиоприемных устройств, 1934.
48. Курс физики. Под ред. Н. Д. Папалекси, 1, 1948.
49. Лаппо С. Д. Справочная книга полярника, 1945.
50. Леб Л. Основные процессы электрического разряда в газах, 1950.
51. Леонардо да Винчи. Книга о живописи, 1934.
52. Лундин А. Н. и Нейман М. В. Усп. физ. наук, 40, 1, 1950.
53. Ленгмюр И. Усп. физ. наук, 37, 3, 1949.
54. Любославский Г. Энциклопедический словарь Брокгауз-Ефрон, 33а, 1956.
55. Ляпидевский В. К. Журн. exper. и теор. физики, 30, 1956.
56. Марголин И. А. и Румянцев Н. П. Основы инфракрасной техники, 1955.
57. Меншуткин Б. Н. Жизнеописание Ломоносова, 1947.
58. Миронов А. Т. Тр. Морск. Гидрофиз. Ин-та, 1948.
59. Мучник В. И. Тр. Укр. Гидрометеорол. ин-та, 3, 1956.
60. Нориндер Х. Исследования грозовых разрядов, 1956.
61. Обручев В. А. Основы геологии, 1947.
62. Пастух В. П. и Сохрина Р. Ф. Тр. Главн. Геофиз. Обсерватории, 74, 1957.

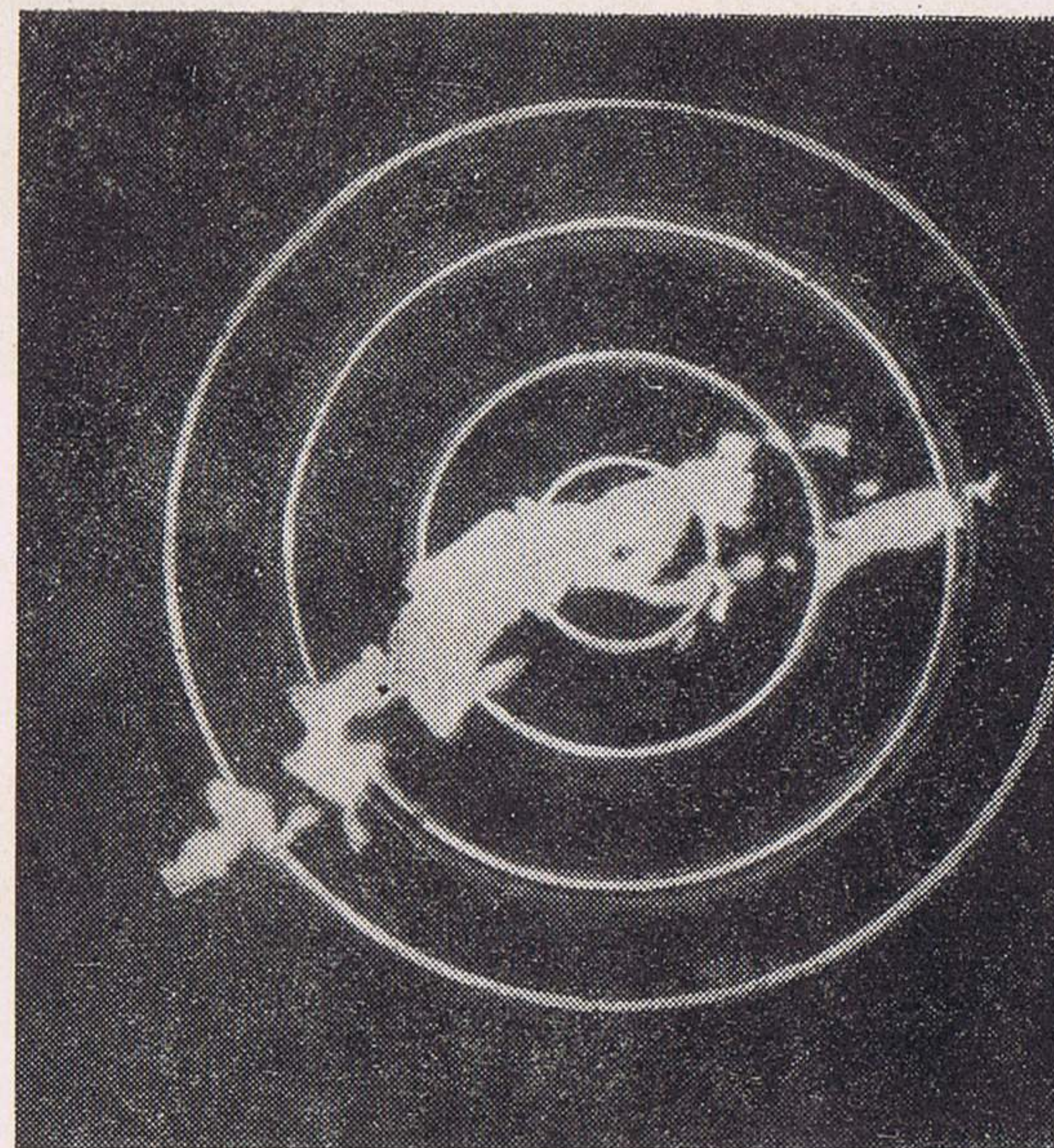
63. Попов А. С. Метеорол. вестн., 3, 1896.
64. Покровский С. И. Электричество и магнетизм, 1933.
65. Прокофьева И. А. Атмосферный озон, 1951.
66. Пудовкина И. Б. Изв. АН СССР, сер. геофиз., 3, 1954.
67. Радовский М. И. Электричество, 1, 1939.
68. Рик Г. Р. Масспектроскопия, 1953.
69. Росси Б. Частицы большой энергии, 1955.
70. Рыков И. И. и Разевиг Д. В. Защита от атмосферных перенапряжений тяговых устройств электрических железных дорог, 1953.
71. Садомский Н. И. и Скляр В. М. Метеорол. и гидрол., 11, 1952.
72. Сальман Е. М. Тр. Главн. Геофиз. Обсерватории, 72, 1957.
73. Самойлович А. Г. Термодинамика и статистика, 1955.
74. Сб. Физика образования осадков, 1951.
75. Сб. Победенные вершины, 1948.
76. Сб. Научные и технические основы ядерной энергетики. Под ред. К. Гудмена, 1—2, 1948—1950.
77. Сб. Проблемы космической аэродинамики, 1953.
78. Сб. Физика космических лучей. Под. ред. Д. Вильсона, 1, 1954.
79. Сб. Эксплуатация воздушных линий электропередач, 1952.
80. Селезнева Е. С. Тр. Главн. Геофиз. Обсерватории, 56, 1956.
81. Семенов-Тянь-Шанский П. П. Путешествие в Тянь-Шань в 1856—1857 гг., 1941.
82. Соловьев М. Н. Экспедиция 1841 года в Бухару, 1936.
83. Смит А. Атомная энергия для военных целей, 1946.
84. Стекольников И. С. а) Грозозащита промышленных сооружений и зданий. 1951; б) Физика молнии и грозозащита, 1943.
85. Стекольников И. С. и Багиров М. А. Изв. АН СССР, сер. техн., 11, 1952; 2, 1953.
86. Странатан Д. Д. Частицы в современной физике, 1949.
87. Тенсинг Н. Вокруг света, 3, 1957.
88. Тиндаль Д. Звук, 1922.
89. Тимирязев А. К. Вестн. Моск. ун-та, 10, 1949.
90. Топчиев А. В. Природа, 2, 1952.
91. Тверской П. Н. а) Атмосферное электричество, 1949; б) Природа, 2, 1954.
92. Тверская Н. П. Тр. Главн. Геофиз. Обсерватории, 47, 1954.
93. Тр. научно-техн. сессии по перенапряжениям, 1950.
94. Тушинский Г. К. Лавины, 1949.
95. Фабрикант Н. Я. Аэродинамика, ч. 1, 1949.
96. Федоров Е. К. а) Изв. АН СССР, сер. геофиз., 14, 1, 1950; б) Докл. АН СССР, 78, 6, 1951.
97. Федорович В. Лик пустыни, 1949.
98. Френкель Я. И. Теория явлений атмосферного электричества, 1949.
99. Фукс Н. А. Механика аэрозолей, 1955.
100. Чернявский Е. А. а) Атмосферное электричество и основы ионокультуры, 1928; б) Тр. Узбек. н.-и. ин-та физиотерапии и курортологии, 9, 1947; в) Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., 12, 2, 1948.



101. Чирвинский П. Н. Природа, 6, 1949.
102. Чуваев А. П. Тр. Главн. Геофиз. Обсерватории, 7 (69), 1948.
103. Шапаев В. М. Метеорол. и гидрол., 3, 1948.
104. Шаронов В. В. Метеорол. и гидрол., 4, 1948.
105. Шишкин Н. С. а) Облака, осадки и грозовое электричество, 1954; б) Тр. Главн. Геофиз. Обсерватории, 63 (125), 1956.
106. Шредер В. П. Биол. журн., 5, 4, 1936.
107. Штрауф Е. А. Молекулярная физика, 1949.
108. Шулейкин В. В. Физика моря, 1941.
109. Щеголев Г. Г. Зоол. журн., 30, 5, 1951.
110. Щукин А. Н. Распространение радиоволн, 1940.
111. Хргиан А. Х. а) Физика атмосферы, 1953; б) Природа, 3, 1951.
112. Эйгенсон М. С. [и др.]. Солнечная активность и ее земные проявления, 1948.
113. Энгельс Ф. Диалектика природы, 1949.
114. Юрьев Б. Н. Экспериментальная аэродинамика, 1936.
115. Auerbach. Kolloid. Zeitschr., 43, 3, 1927.
116. Belin. Proc. of the Phys. Soc., 60, 340, 1948.
117. Bjerrum. Dan. Mat. Fys. Midd., 27, 1, 1951.
118. Boning. Zeitschr. fur techn. Phys., 10, 1927.
119. Budden. Phyl. Mag. ser. 7, 42, 324, 1951.
120. Byers. Thunderstorm Electricity, 1953.
121. Chalmers. а) Atmospheric Electricity, 1949; б) Journ. of, Atm. a. Terr Physics, 9, 311, 1956; c) Journ. of Roy. Met. Soc., 77, 331, 1951.
122. Dinger a. Gunn. Terr. Magn. a. Atm. El., 51, 4, 1946.
123. Debye. Ann. d. Phys., 13, 1910, 1928.
124. Frenkel. Acta Physica Chimica, 12, 1940.
125. Ganger. Der elektrische Durchschlag von Gasen, 1953.
126. Gockel. Das Gewitter, 1924.
127. Gunn. а) Meteorology, 2, 2, 1954; б) Journ. of Geoph. Res., 54, 1, 1949; c) Journ. of Geoph. Res., 55, 2, 1950.
128. Hartmann u. Trommsdorf. Zeitschr. fur Geophysik, 10, 1934.
129. Hoppe. Geschichte der Elektrizität, 1884.
130. Jsräel. Das Gewitter, 1950.
131. Kähler. Elektrizität der Gewitter, 1924.
132. Kilinski. Die Elektrizität der Atmosphäre, 1955.
133. Kuettner. Journ. Meteor., 7, 322, 1950.
134. Lange. Met. Zeitschr., 57, 12, 1940.
135. Lenard. Ann. d. Phys., 4, 65, 1921.
136. Lutz. Gerlands Beitrage zur Geophysik, 57, 3—4, 1941.
137. Malurkar. Proc. of the Indian Acad. of Sciences, 18, sect A, 1, 1943.
138. Marshall. Journ. of Meteorology, 4, 1947.
139. Mecky. Proc. Roy. Soc., 133, 565, 1931.
140. Meek a. Craggs. Electrical breakdown of Gases, 1953.
141. Mason. Physics of Clouds, 1957.
142. Mitra. Nature, 174, 4434, 1954.
143. Ockrent. Nature, 145, 1940.

144. Pierce. Phys. Rev., 71, 2, 1947.
145. Perret. Carnegie Institution of Washington, Publication, 549, 1950.
146. Rudge. Phyl. Mag., 25, 1913.
147. Schaefer. Phys. Rev., (2), 77, 5, 1950.
148. Schonland. а) Proc. Roy. Soc., A, 140, 841, 1933; б) Proc. Roy. Soc., 152, 877, 1935; c) Atmospheric Electricity, 1953.
149. Schottky. Zeitschr. f. Physik, 14, 63, 1928.
150. Schmidt. Met. Zeitschr., 1914.
151. Schumann. Zeit. fur angew. Physik, 6, 8, 1954.
152. Simpson. Met. Zeitschr., 1928.
153. Simpson a. Scrase. Proc. of the Roy. Soc. of London, 161, 309, 1937.
154. Simpson a. Robinson. Proc. of the Roy. Soc., 177, 970, 1941.
155. Spandöck. Zeitschr. angew. Phys., 3, 6, 1951.
156. Stäger. а) Ann. d. Phys., 76, 49, 1925.  
б) Gerl. Beitrage zur Geophysik, 16, 277, 1927.
157. Venema. Wetter, 1917—1918.
158. Vassy. C. r. Acad. Sci., 239, 20, 1954.
159. Wall. Wetter und Klima, 1, 1948.
160. Wegener. Wind und Wasserhosen in Europa, 1917.
161. Wilson. Phyl. Trans. Roy. Soc., A, 221, 75, 1920.
162. Wollan. Phys. Rev., 75, 1348, 1949.
163. Workmann. Physics, 7, 375, 1936.
164. Workman a. Reynolds: а) Phys. Rev., (2), 78, 3, 1940; б) BAMS, 30, 4, 1949.
165. World Meteorological Organisation. World distribution of tunderstorm days, 21, 1953.



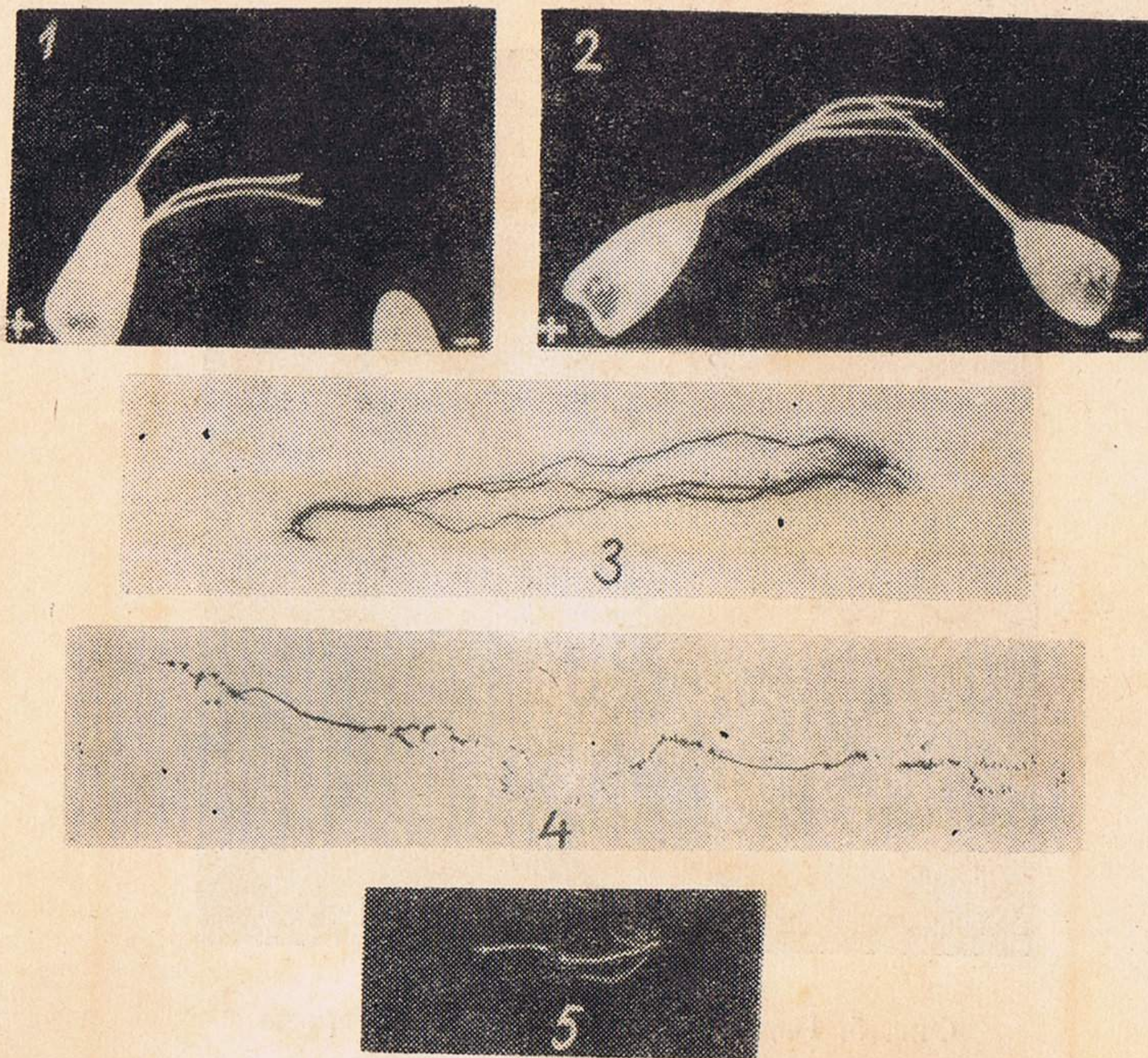


Фиг. 5. Радиоэхо от фронтальной грозы

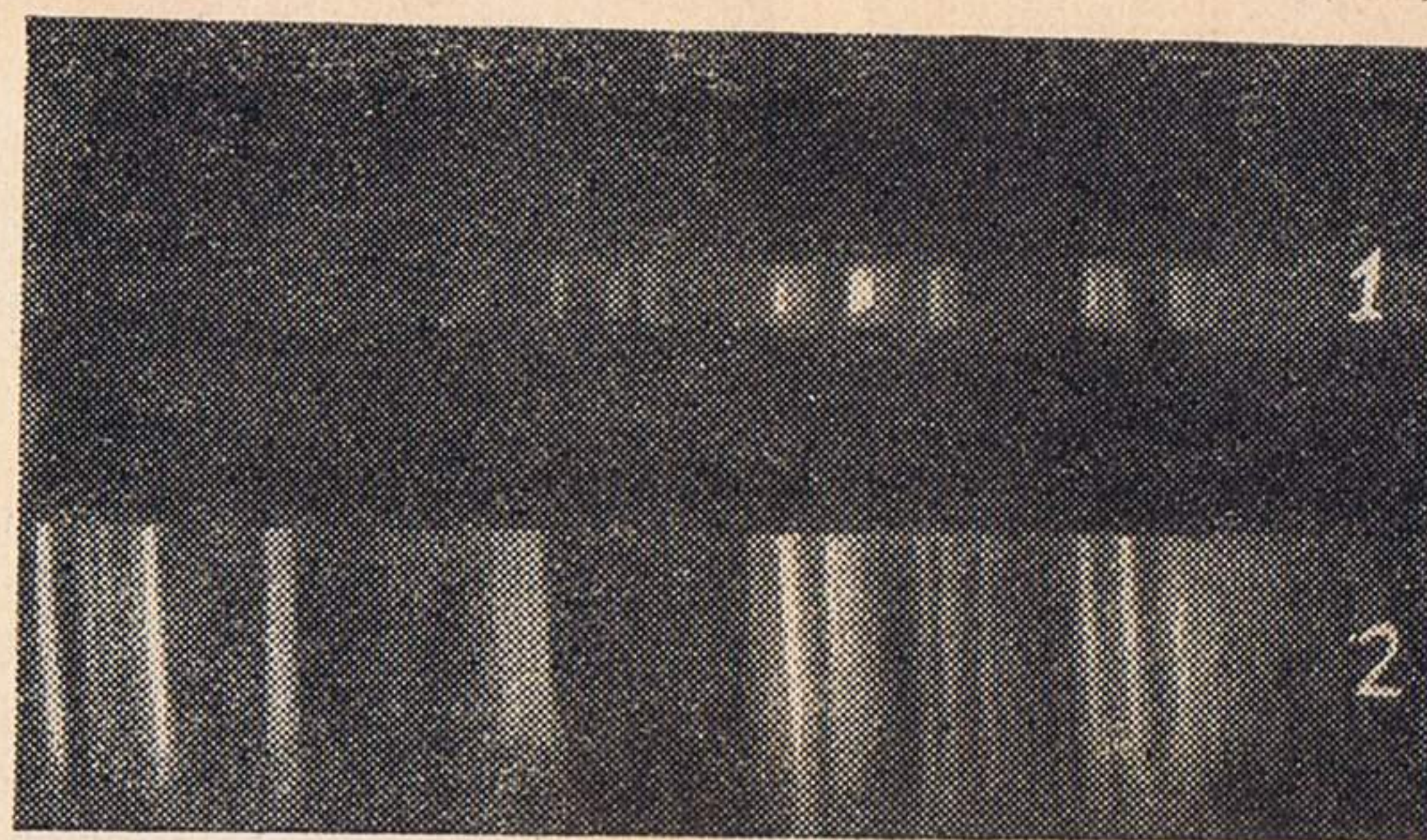


Фиг. 10. Фотографии шаровой молнии

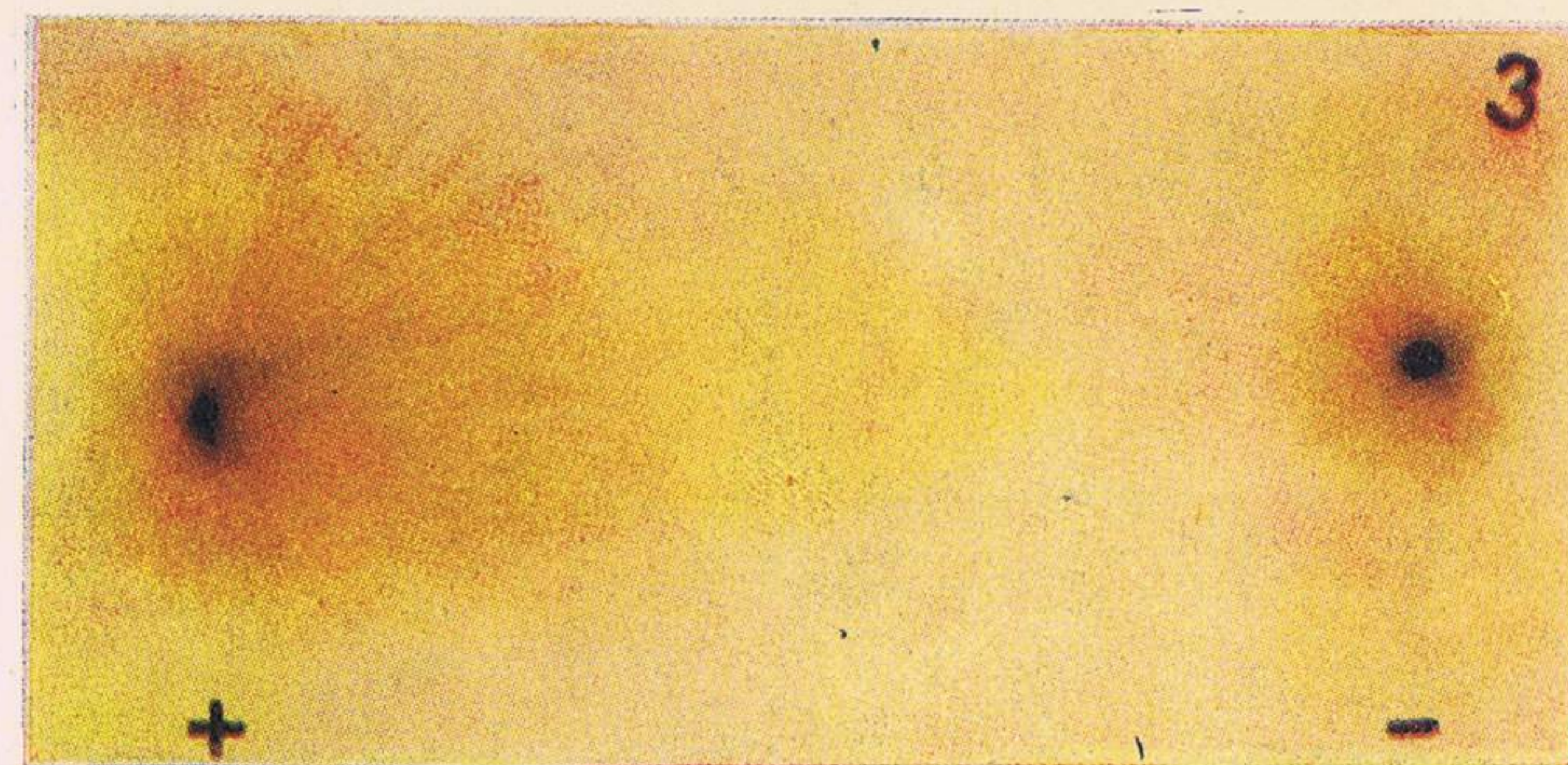




Фиг. 17. Моделирование искрового разряда между областями сосредоточения объемного заряда

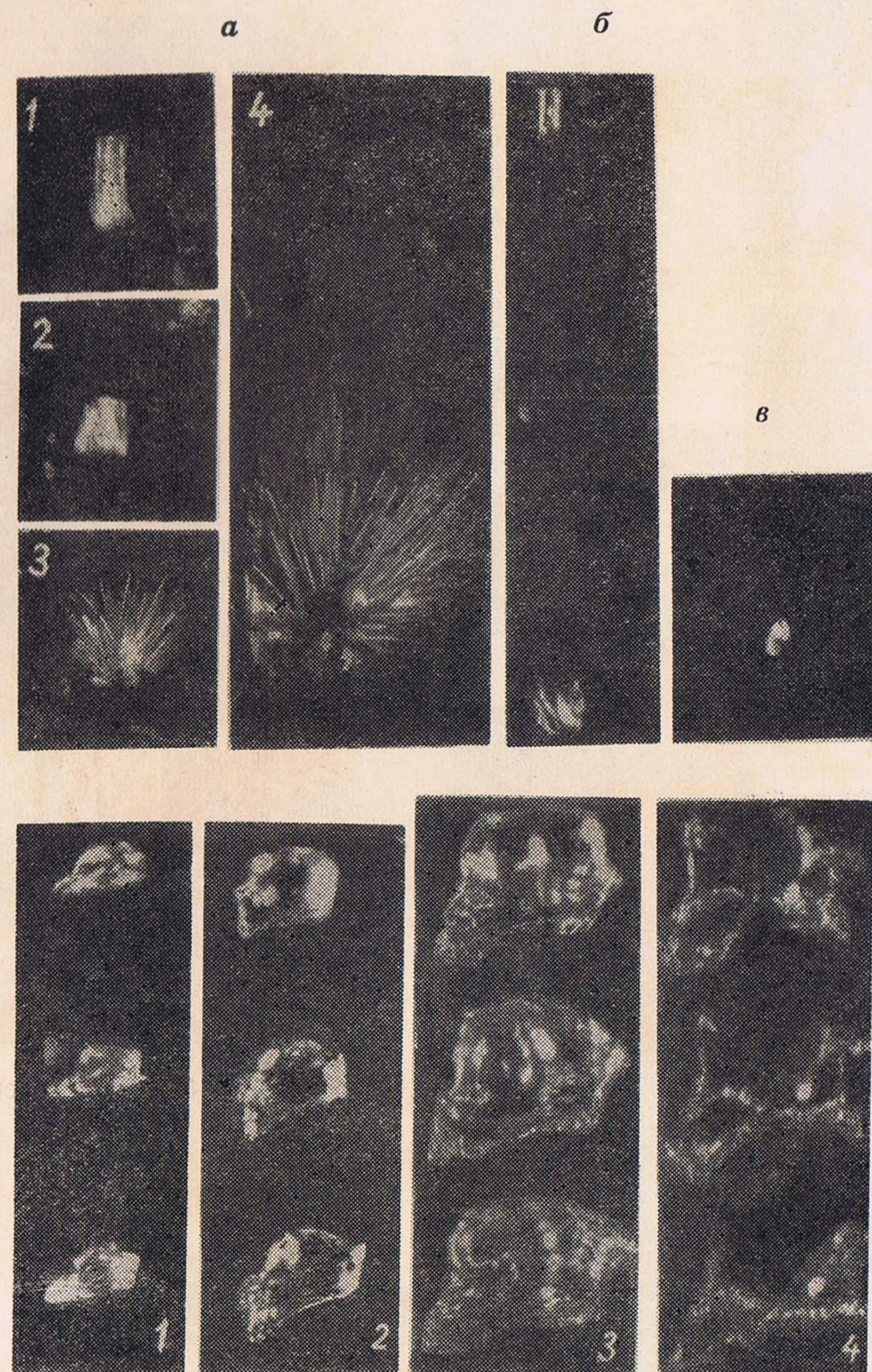
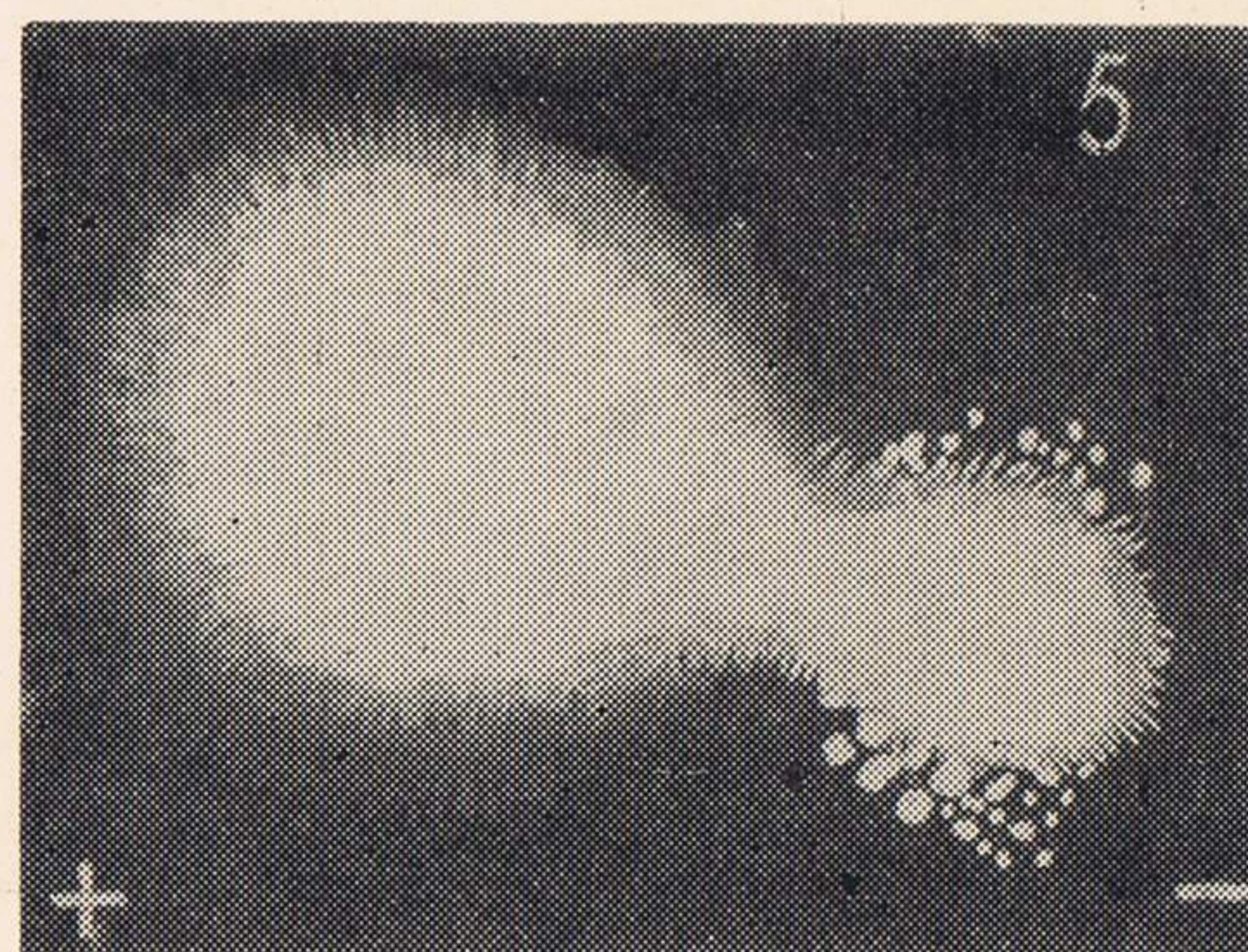


Фиг. 19. Спектр короны и искры в воздухе при нормальном давлении:  
1—корона; 2—искра



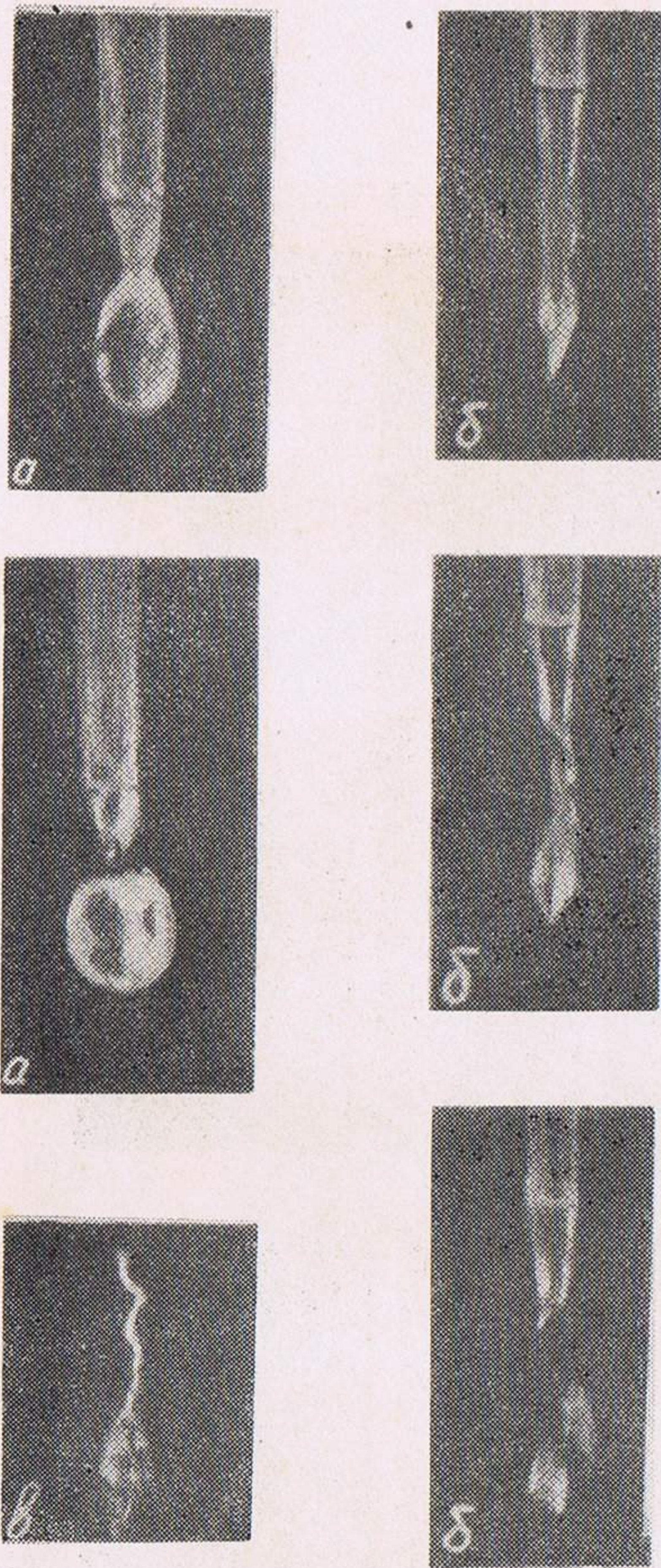
Фиг. 22. Клидонограммы взаимодействующих электродов на цветных и черно-белых (см. на обороте) фотоматериалах



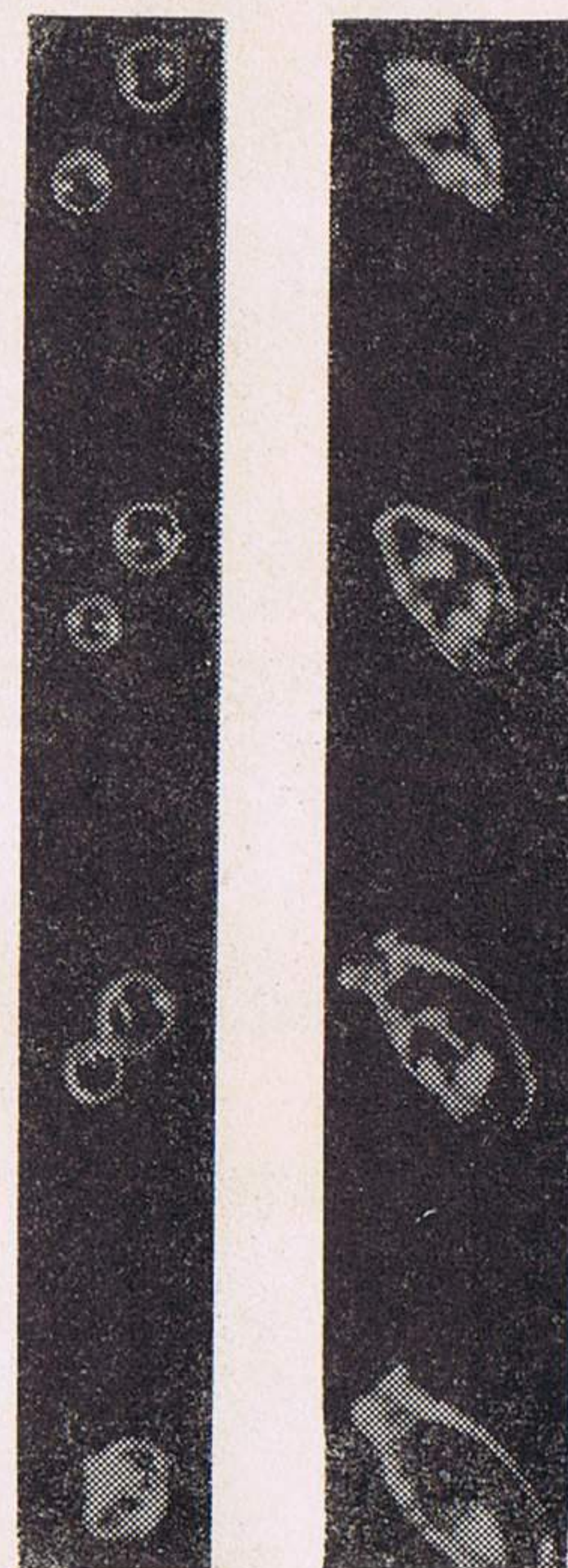


Фиг. 30. Разбрызгивание капель воды в воздушном потоке при скорости съемки 47 (*а*), 25 (*б* и *в*) и 1500 кадров в секунду (*г*); 1, 2, 3, 4—фазы процесса

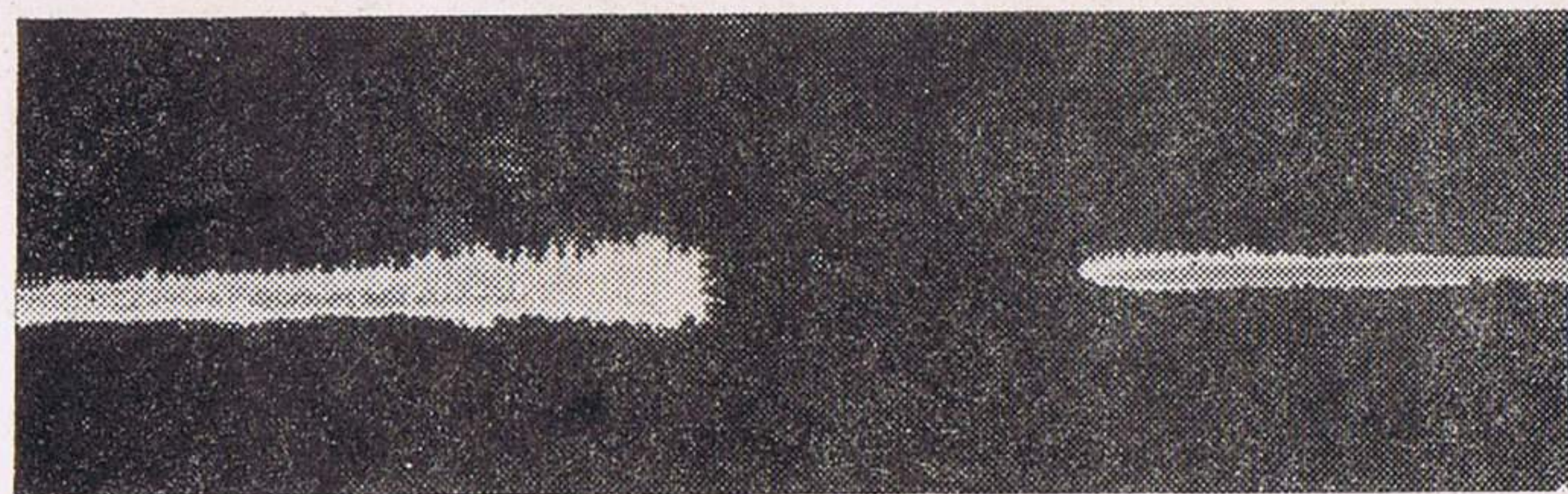




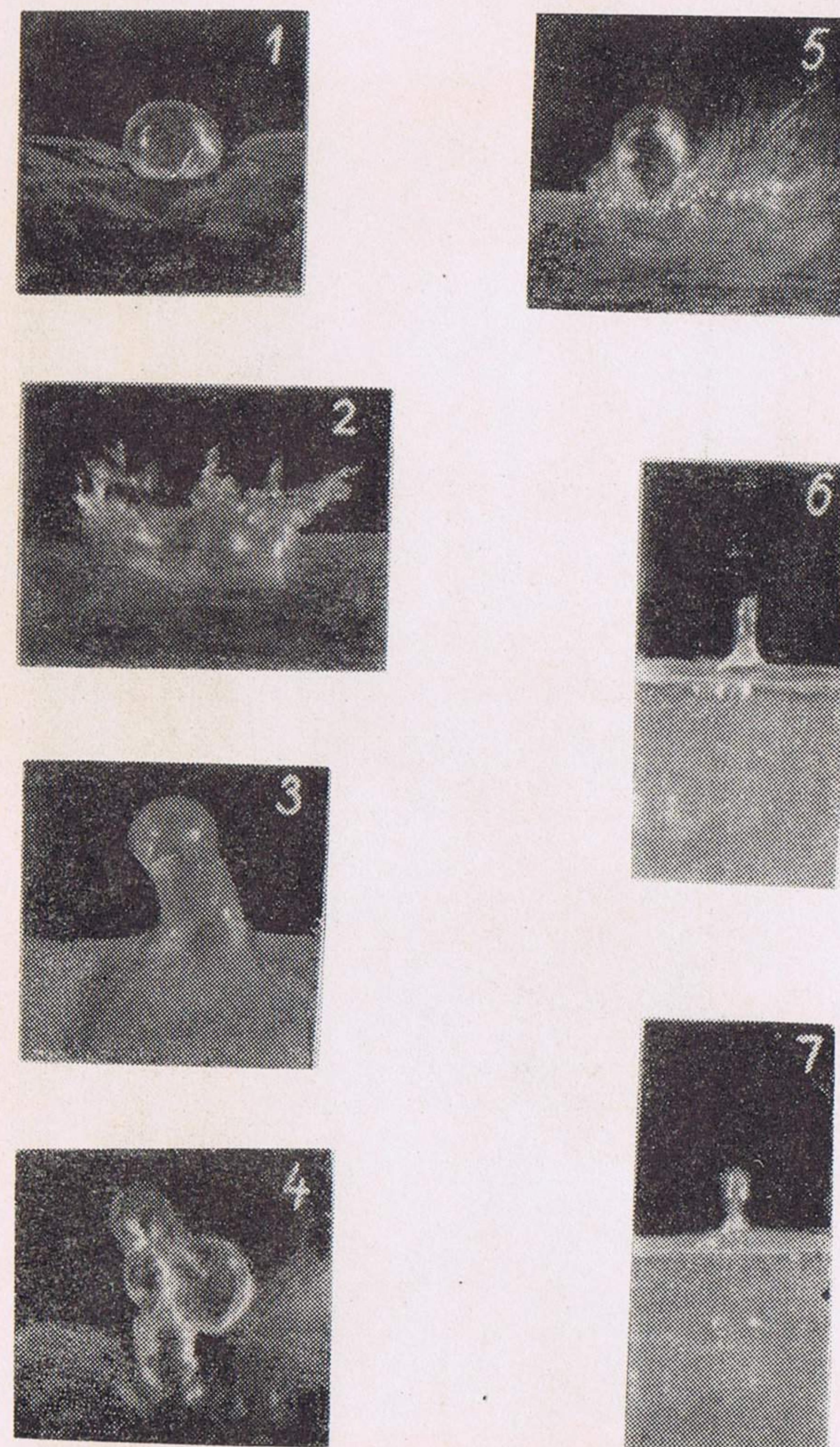
Фиг. 31. Деформация капель в вертикальном электрическом поле: *а*—выход капли из капилляра без воздействия поля; *б*—то же в поле 2,5 кВ/см; *в*—деформация капли в поле 3,5 кВ/см.



Фиг. 34. Столкновение капель

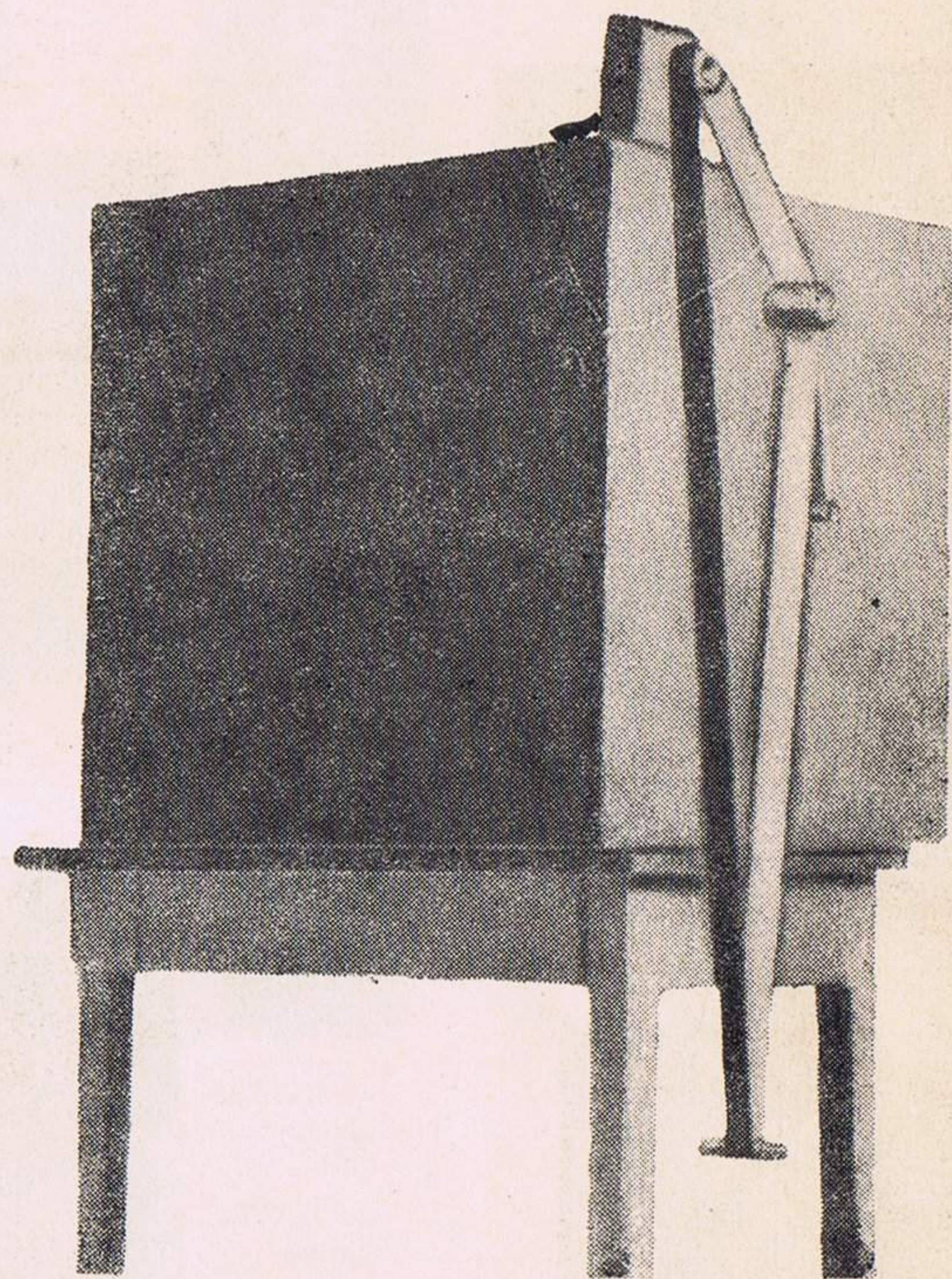


Фиг. 28. Осаждение льда в коронном разряде

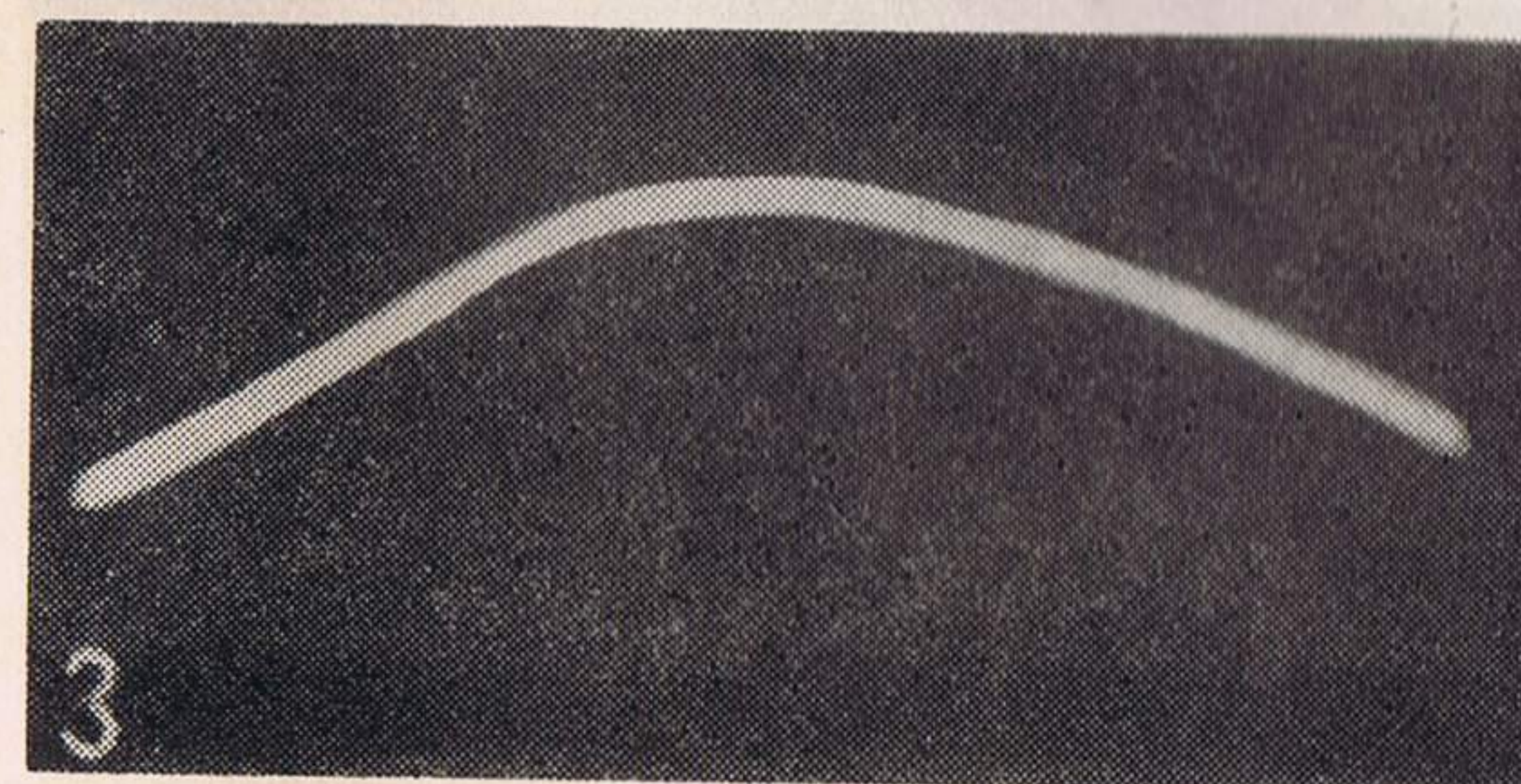
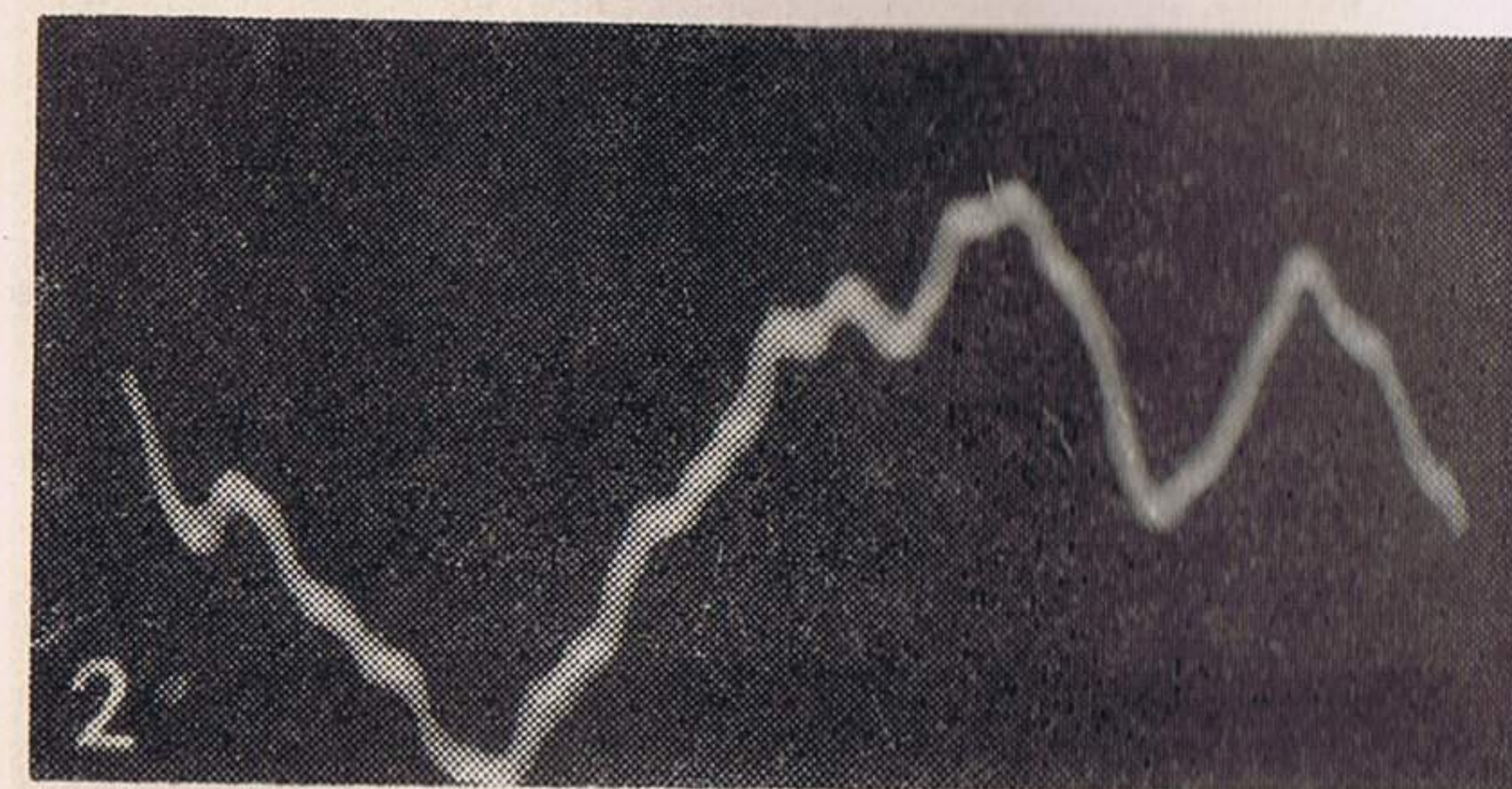


Фиг. 35. Падение капли воды на водную поверхность: 1, 2, 3, 4, 5—последовательные фазы процесса при скорости съемки 1500 кадров в секунду; 6, 7—то же при скорости съемки 25 кадров в секунду.



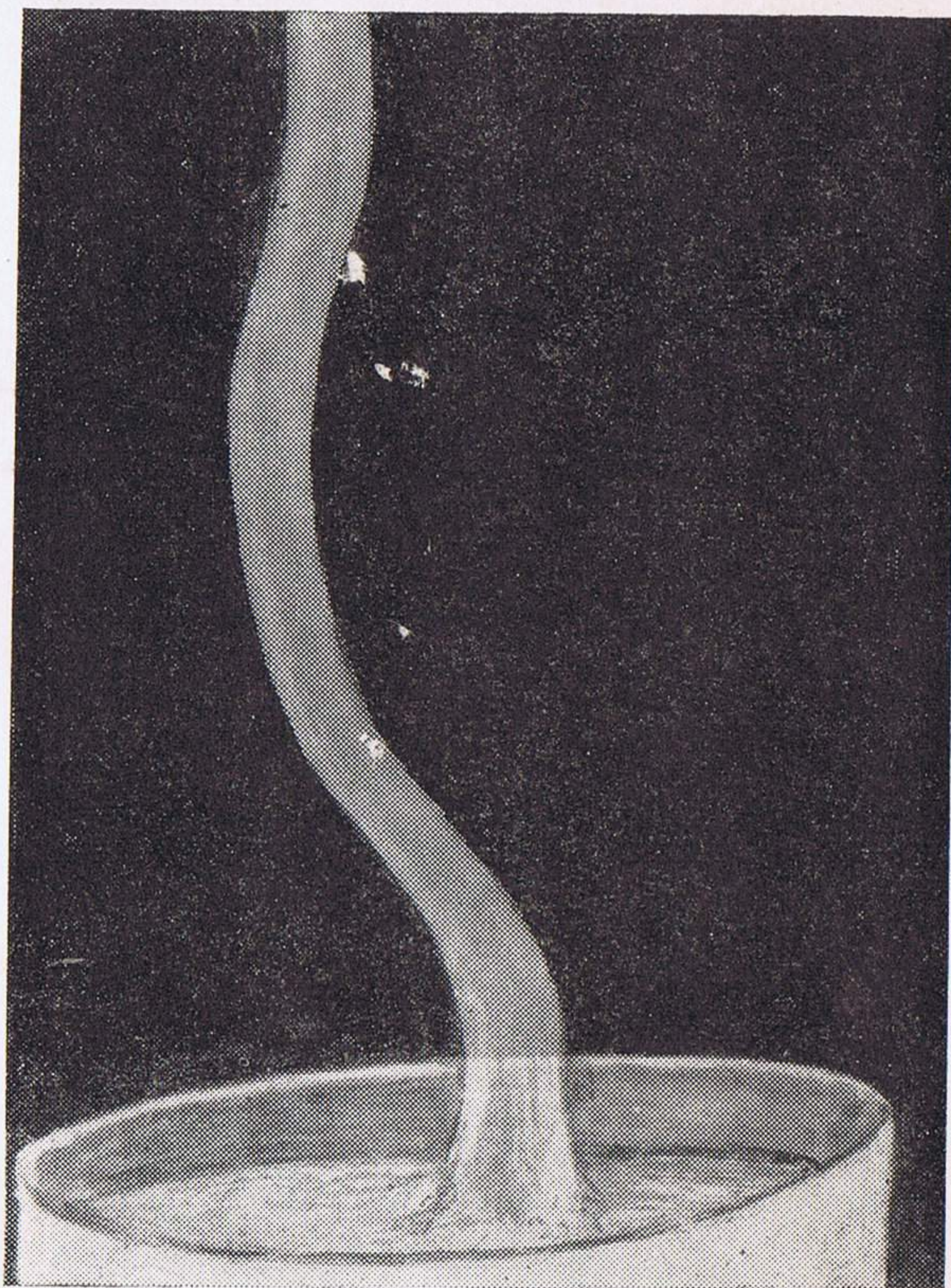


Фиг. 36. Резонатор для записи низкочастотной компоненты грома



Фиг. 38. 1 и 2—осциллографическая запись грома с помощью динамического микрофона;  
3—калибровочная частота 50 Hz





Фиг. 44. Смерч, полученный в лаборатории

