

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Таганрогский государственный радиотехнический университет

**А.Х. Аджиев**

**Г.В. Куповых**

**АТМОСФЕРНО-ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ  
НА СЕВЕРНОМ КАВКАЗЕ**

ТАГАНРОГ 2004

## СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.	4
1. ИССЛЕДОВАНИЯ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ОБЛАКОВ .	6
1.1. Электрическая структура грозовых облаков.	6
1.2. Электрфикация при замерзании воды и ее растворов	11
1.3. Радиотехнические методы исследования климатологических и физико-статистических характеристик грозовой деятельности	12
2. РАДИОТЕХНИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ГРОЗОВЫХ ОБЛАКОВ .	25
2.1. Активно-пассивный радиотехнический комплекс.	25
2.2. Измеритель временных и импульсных характеристик радиоизлучения облаков.	31
2.3. Методика регистрации изменений электромагнитного поля молниевых разрядов	32
2.4. Устройство для регистрации характеристик радиоэхо разрядов молний.	37
3. ИССЛЕДОВАНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК ГРОЗОВОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ОБЛАКОВ РАДИОТЕХНИЧЕСКИМИ СРЕДСТВАМИ	39
3.1. Климатологические и физико-географические характеристики гроз Северного Кавказа .	39
3.2. Исследование импульсных и временных характеристик радиоизлучения грозовых облаков при естественном их развитии в УКВ радиодиапазоне.	47
3.3. Исследование радиотехническими средствами грозовых явлений в облаках.	52
3.4. Результаты исследования радиолокационно - осциллографическим методом электромагнитных полей молниевых разрядов.	57
3.5. Применение радиотехнических средств для оценки электрических зарядов, нейтрализуемых молниями.	62
4. ЭЛЕКТРИЧЕСТВО ПРИЗЕМНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ.	68
4.1. Современные теоретические представления об электричестве приземного слоя.	68
4.2. Анализ уравнений электродного эффекта	72
4.3. Сравнение теоретических расчетов с экспериментальными данными.	74
5. АТМОСФЕРНО-ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ.	81
5.1. Синхронные измерения электрического поля в высокогорной и высокоширотной зонах.	81
5.2. Комплексное исследование атмосферного электричества в высокогорной зоне Приэльбрусья.	89
5.3. Связь напряженности электрического поля с плотностью электрического заряда.	101
5.4. Рекомендации по методике анализа атмосферно-электрических данных наземной сети.	105
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.	109
Список использованной литературы.	110

## ВВЕДЕНИЕ

Для контроля влияния антропогенной деятельности на электрическое состояние атмосферы особое значение имеют пункты наблюдения, расположенные в горных районах или в высокоширотной зоне. В отсутствие загрязнения и при условии, что в данной местности не намечается нового строительства или изменения в землепользовании, в таких районах, согласно рекомендации ВМО, могут проводиться наблюдения за загрязняющими веществами в атмосфере на глобальном фоновом уровне. Северо-Кавказский регион, расположенный на юге Европейской части России, удовлетворяет данным условиям.

Наблюдательные пункты (станции), расположенные в горных районах, могут быть также глобально-репрезентативными в электрическом отношении, то есть такими, на которых в условиях невозмущенной погоды проявляется унитарная вариация градиента потенциала электрического поля атмосферы. При условии отсутствия сильных источников ионизации и незначительном содержании аэрозольных частиц в атмосфере интерпретация получаемых данных может быть осуществлена на основе моделей электрического состояния приземного слоя.

Характерные особенности поведения атмосферно-электрических параметров в высокогорных условиях изучены далеко не полно. В то же время, очевидно, для выделения глобальных эффектов в атмосферном электричестве, наряду с океаническими и высокоширотными, целесообразны, именно высокогорные регулярные измерения.

Регион Северного Кавказа в весенне-осенний период характеризуется интенсивной грозовой деятельностью, одной из самых высоких на территории бывшего СССР. Одна из основных задач, решение которой необходимо для успешной организации активных воздействий на грозу, состоит в определении грозоразрядной деятельности и характеристик молний в контролируемом районе.

Вопросам образования и разделения электрических зарядов в облаке посвящены многочисленные исследования. Основные результаты этих исследований обобщены и развиты в работах [1-9], и, хотя предложено большое количество объяснений, изучение закономерностей разделения электрических зарядов в облаках не закончено, и требуются дополнительные экспериментальные и теоретические исследования физических процессов, приводящих к возникновению электрических полей, достаточных для развития молниевых разрядов. Несмотря на это, результаты исследований в этой области показывают, что одной из важных предпосылок разделения электрических зарядов в облаках в умеренных широтах, является наличие ледяной фазы (кристалликов льда, крупы и градин) и переохлажденных водяных капель.

Настоящая монография состоит из четырех глав. Первые три главы, посвященные грозовому электричеству, методам и средствам его исследования, написаны Аджиевым А.Х. В четвертой и пятой главах, написанных Куповых Г.В., приведены результаты исследований электричества приземного слоя атмосферы в высокогорных условиях. Общая редакция монографии принадлежит Куповых Г.В.

Монография рассчитана прежде всего на научных сотрудников, разрабатывающих проблемы физики грозы и электричества приземного слоя, а также на широкий круг исследователей, работающих в области атмосферного электричества. Она может служить также учебным пособием для аспирантов и студентов старших курсов соответствующих специальностей.

Авторы выражают глубокую признательность магистранту Таганрогского государственного радиотехнического университета Болдыреву А.С., оказавшему значительную помощь в подготовке рукописи к изданию.

# 1. ИССЛЕДОВАНИЯ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ОБЛАКОВ

## 1.1. Электрическая структура грозовых облаков

Электрическая структура облаков исследовалась в работах [6-16]. По результатам наблюдений за сменой направления электрического поля, создаваемого молниевыми разрядами на поверхности земли, Wilson [17] сделал вывод о возможности концентрации положительных зарядов в верхней части облака, а отрицательных – в нижней. Дальнейшие исследования при помощи самолетов и радиолокационных станций (РЛС) показали, что структура грозового облака более сложна, чем это представлено в биполярной модели [17], и состоит из двух или более активных ячеек (табл. 1.1).

В умеренных широтах грозовое облако занимает температурные уровни от +10 до -40 °С, что обуславливает наличие в облаке жидких и твердых частиц. Так как механизмы электризации гидрометеоров, находящихся в различных фазовых состояниях, неодинаковы, то неоднородность фазового состояния в облаке способствует возникновению электрически неоднородных зон.

**Таблица 1.1.**

*Значения высот  $H_Q$ ,  $H_P$  и  $H_\eta$  основных зарядов  $Q$ ,  $P$  и  $\eta$  и температура их сосредоточения по данным разных авторов*

Авторы	Q, Кл	$H_Q$ , км	T, °С	P, Кл	$H_P$ , км	T, °С	$\eta$ Кл	$H_\eta$ км	T, °С
Воркман Хольцер 1938 [8]	20 50	6	-	-20 -50	4,5	-	-	-	-
Симпсон Робинсон [91], 1941	24	6	-22	-20	3	-7	4	1.5	0
Малан [4], 1953	40	10	-	-40	5	-	10	2	-
Кютнер [15], 1958	-	5	-	-	5	-8	-	3	0
Хузита Огава [14], 1976	120	8,5	-22	-120	6	-7	20	3	0

Для получения надежных данных о размерах облачных зон, занимаемых одноименно заряженными частицами в конвективных грозовых облаках, выполнены прямые измерения электрической структуры облаков с помощью измерительных зондов [5,11,18]. Эти работы начаты сравнительно недавно и позволяют измерять напряженности электрического поля в различных частях и привязать его к микро- и макрофизическим характеристикам исследуемого облака.

По данным работ [19,20], недождящие конвективные облака содержат два основных заряда. Вверху, как правило (75% случаев), расположен положительный заряд, занимающий всю верхнюю часть облака, внизу – отрицательный. Плотность среднего объемного заряда в этих областях невелика, в 50% случаев она составляет  $3 \cdot 10^{-12} \dots 6 \cdot 10^{-11}$  Кл/м<sup>3</sup>. Напряженность электрического поля в таких облаках может достигать значения нескольких тысяч вольт на метр. Авторами работ [21,22] показано, что на фоне относительно малых объемных зарядов в облаке хаотически расположены отрицательные и положительные объемные заряды большой плотности. В 75% случаев эти заряды не превышали  $6 \cdot 10^{-11}$  Кл/м<sup>3</sup>. В среднем зоны экстремальных зарядов имеют размеры от десятков до сотен метров. Наиболее вероятный размер зон неоднородностей около 150 м, в кучево-дождевых облаках он может достигать 400-600 м. Напряженность поля в этих зонах в 50% случаев превосходит 1000 В/м, в 25% случаев превышает 10000 В/м. По данным экстраполяции, в 0,1 % случаев напряженность может доходить до 20000 В/м. Скорость накопления объемных зарядов достигает  $3 \cdot 10^{-15} \dots 3 \cdot 10^{-13}$  Кл/м<sup>3</sup>с. Основное отличие электрической структуры кучево-дождевых облаков от грозовых состоит в появлении третьей положительно заряженной области в нижней части облака, связанной с зоной выпадения осадков. Кроме того, основные заряды в кучево-дождевых облаках значительно больше, чем в недождящих облаках, и их структура может заметно меняться в процессе развития. По данным самолетных измерений, напряженности электрического поля атмосферы под грозовыми облаками [23] в процессе их развития электрическая структура претерпевает

значительные изменения. Наблюдалось много случаев, когда на первой стадии – станции развития облака – градиенты потенциала над вершиной облака были положительными и лишь впоследствии происходил переход к отрицательным градиентам.

В табл.1.2. приведены данные об электрической структуре грозовых облаков, полученные разными авторами по наземным и самолетным наблюдениям.

Выполнены обширные исследования электрической структуры слоистых облаков. Большинство данных о величине напряженности электрического поля в облаках слоистых форм получено во время вертикальных зондирований атмосферы [20]. К настоящему времени эти данные достаточно полно обобщены в работе [24] и показано, что с увеличением вертикальной протяженности слоистых облаков возрастают значения напряженности полей.

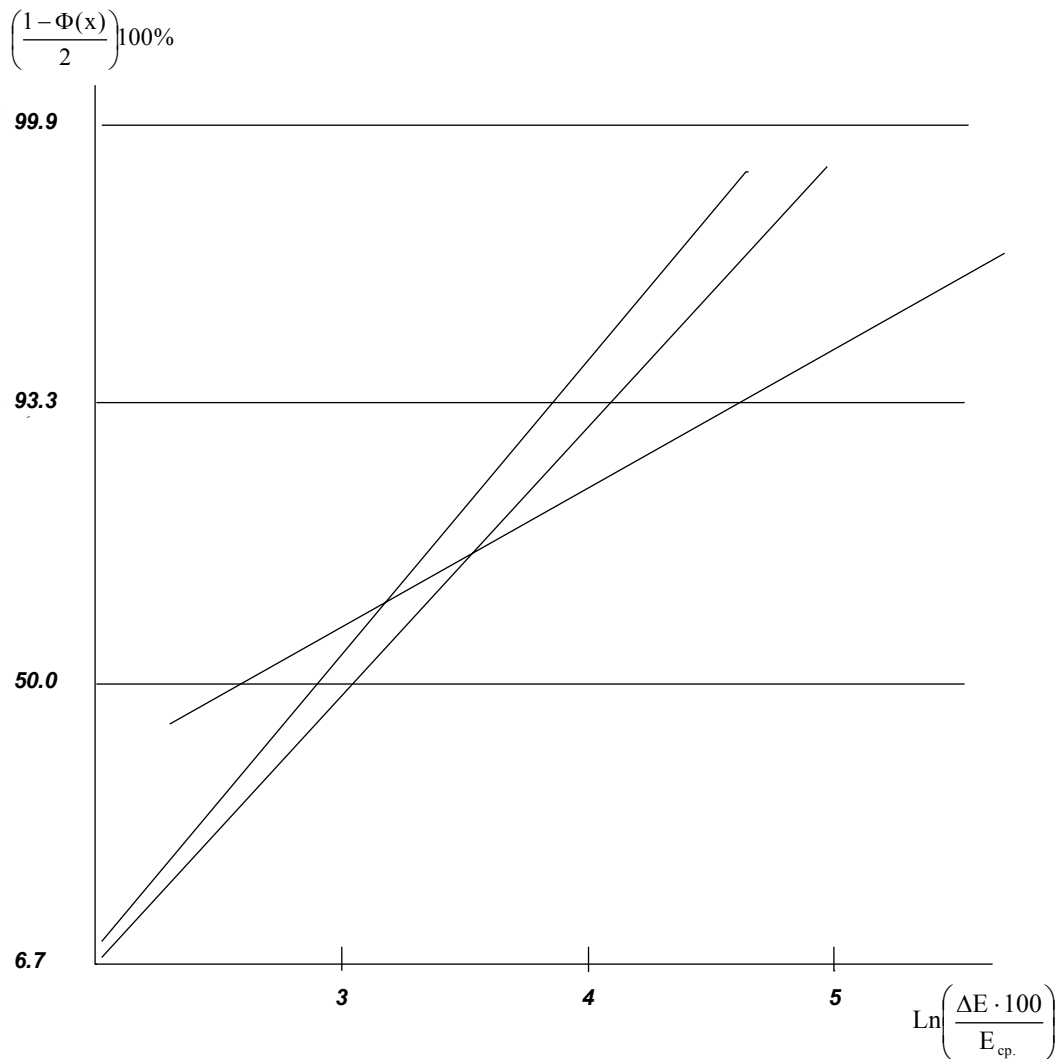
**Таблица 1.2.**

*Электрическая структура грозовых облаков*

Авторы	Тип измер-я	Услов. измер-я	Средн. электр. момент облака, (Кл·км)	Заряд облака, (Кл)	Расст. между основ. зарядами, (км)	Средн. значения напряжен. поля в активной части облака $E$ , $10^5$ (В/м)	Средн. знач. плотн. объем. заряда, $\times 10^{10}$ (Кл/м <sup>3</sup> )
Воркман Хольцер 1939 [8]	Самолетн. измер-я	Кучево-дождевое облако на уровне 00С	60	20	3	1,3-3,4	-
Гиш Уайт 1950 [92]	Измер-я $E$ под гроз. облаком	Кучево-дождевые облака	234	39	6	1	-
Чалмерс 1967 [5]	Шаровой зонд	Грозовое облако	-	-	-	2	-
Имянитов 1971 [24]			35	23	1,5	2	3-30

По измерениям напряженности поля выявлены особенности электрической структуры облаков слоистых форм.

На рис. 1.1., заимствованном из [24], представлена зависимость градиента потенциала электрического поля от приведенной высоты, встречающаяся в теплых слоистых облаках умеренных широт. Подобная структура наблюдается и в облаках других форм.



**Рис.1.1.**

Зависимость градиента потенциала электрического поля от приведенной высоты  $D/D_0$  в слоисто-кучевых облаках с определенным типом электрической структуры и при отсутствии облаков другого вида.

*Поляризация облака: а – положительного (72 случая), б- отрицательного (90 случаев), в - положительного (38 случаев), г- отрицательного (10 случаев).*



Осадки играют важную роль в возникновении и разделении электрических зарядов: молниевые разряды часто сопровождаются сильными ливнями, состоящими из маленьких крупинок града и капель воды.

По наблюдениям Кютнера [15] в Германии (Зугнеце), твердые элементы в осадках из грозовых облаков присутствовали в 93% случаев.

Тумей [25] обнаружил довольно значительное, преимущественно положительное, заряджение капель в теплых облаках и преимущественно отрицательное заряджение капель в облаках, содержащих твердую фазу.

Он объяснил такое явление возникновением отрицательных зарядов на растущих ледяных частицах при соударении с переохлажденными каплями.

По результатам самолетных измерений Ганн [26] установил связь между размерами капель грозовых дождей и значением их электрических зарядов.

Им получено выражение, связывающее заряд капли  $q$  с размером  $d$ , в виде:

$$q = kd^2, \quad (1.1)$$

где  $k = 2,2 \cdot 10^{-6} \text{ Кл} \cdot \text{м}^{-2}$ .

По данным других авторов, исследовавших этот вопрос более подробно, значение  $k$  в выражении (1.1) может меняться в широких пределах от  $10^{-7} \text{ Кл} \cdot \text{м}^{-2}$  до  $10^{-5} \text{ Кл} \cdot \text{м}^{-2}$  [3,5].

Измерения зарядов отдельных частиц капельно-жидких облаков и туманов были сделаны независимо друг от друга с помощью различных приборов, установленных на равнине, склонах Эльбруса, на самолете и аэростате [27]. В результате была выяснена связь между средними зарядами и размерами облачных капель, оказавшаяся линейной. Коэффициент  $k$  в выражении

$$q = ekd, \quad (1.2.)$$

где  $d$  – размер капли;  $q$  – средний заряд капель;  $e = 8 \cdot 10^{-17} \text{ Кл} \cdot \text{м}^{-1}$ , менялся сравнительно мало, в зависимости от условий измерений, например: в тумане  $K = 16$ , на Эльбрусе  $K = 13$ , на самолете  $K = 18$ , на аэростате  $K = 20$ .

Имеющиеся в литературе значения зарядов облачных частиц и гидрометеоров значительно расходятся, что обусловлено особенностями и условиями измерения, и это затрудняет их анализ.

Так, в двух полетах в грозовых облаках Мак-Криди и Прауд-фит [28] наблюдали весьма большие положительные заряды до  $+1,5 \cdot 10^{-9}$  Кл на уровне изотермы  $-8,8^\circ\text{C}$ , связанные с градом небольшого размера. На уровне изотермы  $+9^\circ\text{C}$ , когда отмечалось интенсивное таяние градин, положительный знак зарядов сменялся отрицательным и находился в пределах от  $-0,3 \cdot 10^{-10}$  до  $-5 \cdot 10^{-10}$  Кл, иногда наблюдали  $-10^{-9}$  Кл. Эти измерения показывают, что градины могут служить источником разделения значительных зарядов.

В этой связи заслуживают особого внимания, как постановка специальных лабораторных опытов, так и непосредственные измерения грозовой активности в зависимости от образования и выпадения твердых гидрометеоров из облаков.

## **1.2. Электризация при замерзании воды и ее растворов**

В формировании электрической структуры грозовых облаков и в возникновении и развитии молниевых разрядов в них существенную роль играют процессы электризации гидрометеоров при замерзании облачной воды. При направленной кристаллизации воды в зависимости от концентрации примесей возникает межфазная разность потенциалов, достигающая сотен вольт. При замерзании 1 г воды образуется заряд довольно большой величины от 1 до 10 нКл. Для льда наибольшая вероятность появления зарядов связана с селективным захватом ионов в процессе отвердения. Захваченный заряд не рассеивается мгновенно вследствие существования времени релаксации, зависящего от удельного сопротивления и других параметров твердой фазы. При таянии льда, из-за малости времени релаксации освобождение зарядов, которое должно было бы привести к появлению электрического тока, не наблюдается. Явление возникновения разности потенциалов между расплавом и твердой фазой получило название эффекта Рибейро-Воркмана-Рейнольдса (1948-1950 гг.)

Основная трудность исследования данного явления состоит в том, что оно обнаруживается при достаточно малых концентрациях инородных веществ в воде, и поэтому необычайно чувствительно к присутствию случайных примесей и растворенных газов. По-видимому, именно с этим связаны столь противоречивые данные, приводимые в литературе за последние годы.

Результаты анализа ряда исследований [17] свидетельствуют, что большие разности потенциалов, измеренные некоторыми авторами [9,29], при кристаллизации чистой воды и растворов щелочей и кислот можно отнести за счет неконтролируемых примесей аммиака и окиси углерода. Аналогичные выводы сделаны в работах [30,31,32].

Максимальная величина разности потенциалов зависит от следующих факторов: концентрации примесей в воде, показателя  $pH$ , электропроводности раствора, скорости кристаллизации. Эти факторы также определяют полный разделенный заряд, т.е. то количество электричества, которое протекает через внешнее сопротивление в течение процесса кристаллизации.

К настоящему времени изучены и другие механизмы электризации: «взрывная» электризация замерзающих капель воды, электризация при росте градин, электризация тающих градин. Несмотря на это, их роль и вклад в разделении электрических зарядов в облаке до конца не изучены.

## **1.2. Радиотехнические методы исследования климатологических и физико-статистических характеристик грозовой деятельности**

Для наблюдения за развитием и движением грозовых очагов находят все большее применение радиолокация. Рядом исследователей показана возможность радиолокационных наблюдений за молнией [33-37]. Основной принцип работы радиолокатора заключается в следующем: электромагнитная энергия излучается в виде кратковременных импульсов большой мощности, следующих один за другим через равные промежутки времени из антенны с высокой направленностью, которая концентрирует излучение в узком пучке, когда импульс встречает на своем пути соответствующую цель, часть его

энергии рассеивается в направлении к приемнику, расположенному обычно рядом с передатчиком и работающему с той же антенной. Принятый сигнал или радиоэхо очень слабый по сравнению с посылаемым импульсом, после значительного усиления и детектирования поступает на электронно-лучевую трубку, являющуюся одновременно индикатором амплитуды отраженного сигнала и местоположения источника радиоэха; временная развертка этой трубки запускается излучаемыми импульсами, следующими с частотой посылки. В промежутке между импульсами приемник остается открытым. Поэтому отраженный сигнал на временной развертке трубки появляется на некотором расстоянии от начала развертки, представляющем промежуток времени, необходимый для прохождения импульсом двойного пути между приемно-передающим устройством и отражающей целью. Положение отражаемого сигнала, таким образом, характеризует удаление цели, а если точно известны угол места и азимута, излучаемого антенной, то можно определить положение цели канала молнии в пространстве [38].

При радиолокационном обнаружении и исследовании грозовых облаков на вход приемной антенны РЛС поступают эхо-сигналы, которые обусловлены рассеянием радиоволн гидрометеорами, объемными зарядами, ионизированными каналами при возникновении коронных, кистевых, лидерных и главных разрядов. Кроме того, принимается радиоизлучение разрядных явлений. Электромагнитная волна, распространяясь в пространстве, заполненном свободными электронами, заставляет их осциллировать. В результате излучаются радиоволны с частотой, равной частоте падающей волны. Хотя полностью исключить обратное рассеяние, возникающее вследствие больших градиентов показателя преломления, обусловленных интенсивным прогревом воздуха при разряде молнии, нельзя, все же считают, что отражение энергии происходит главным образом из-за высокой концентрации газовых ионов и свободных электронов в канале разряда. В результате расчетов [39] получены следующие значения концентраций электронов  $n$ , при которых имеет место отражение радиоволн длиной волны  $\lambda$ :

$\lambda$ , см	8	10	23	50
$n$ , см <sup>-3</sup>	$1 \cdot 10^{10}$	$2 \cdot 10^9$	$2 \cdot 10^9$	$4 \cdot 10^8$

Время наблюдения радиоэхо ионизированных каналов молниевых разрядов зависит от условий рекомбинаций электронов и длины волны. По расчетам [40], значение минимального времени, в течение которого возможно наблюдение радиоэха молниевых разрядов, составляет:

$\lambda$ , см	3	10	20	50	100	150	200
$n$ , см <sup>-3</sup>	$1,2 \cdot 10^{12}$	$10^{11}$	$2,5 \cdot 10^{10}$	$4,5 \cdot 10^9$	$1,1 \cdot 10^9$	$4,5 \cdot 10^8$	$1,8 \cdot 10^8$
$t$ , с	$5 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$10^{-1}$	$5 \cdot 10^{-1}$	1	1,8

Таким образом, продолжительность отражения, наблюдаемого с данного расстояния, определяется интервалом времени, в течение которого плотность ионизации превышает критические значения, дающие минимальный сигнал на экране индикатора. Ввиду того что ионы и электроны быстро рекомбинируют после разряда, продолжительность существования радиоэхо от молний очень мала. По данным Атласа [41], продолжительность радиоэха молнии составляет 0,5 сек., по измерениям Miles [37], эта величина равна 0,3 сек. Ligda [39] доказал, что нарастание интенсивности отраженного сигнала до максимума происходит за доли секунды, в то время как экспоненциальное уменьшение его до уровня шумов приемника радиолокатора протекает за период от 1 до 5 сек. (измерения проводились на десятисантиметровом радиолокаторе). Для больших расстояний необходимое критическое значение плотности ионизации при получении отражений возрастает, длительность же радиоэхо уменьшается примерно в 4 раза по сравнению с радиоэхом от ближайших молний. Продолжительность существования отраженных сигналов от ионизированного канала при молниевом разряде является одной из важных характеристик грозовой деятельности облака. Полученные данные, касающиеся взаимосвязи длительности существования отраженных сигналов от канала молнии с процессами развития конвективного облака, нуждаются в существенном дополнении и уточнении, что связано с разработкой аппаратуры и методики активно-пассивной радиолокации гроз на различных длинах волн.

Из приведенных данных видно, что чем больше длина волны, тем продолжительнее можно наблюдать радиоэхо ионизированных каналов грозных разрядов.

За последние годы для таких наблюдений стали применяться специальные радиолокационные станции с большой излучаемой мощностью, высокочувствительным приемным устройством, работающих в длинноволновой части радиодиапазона. Наиболее продолжительные и интенсивные разряды наблюдаются на высотах 4-7 км, иногда столбы ионизации могут отмечаться и на высотах 10 км, хотя плотность ионизации на больших высотах сравнительно меньше, а рекомбинация проходит гораздо быстрее, чем на более низких. Сигнал, отраженный от молнии, рассматривается как некогерентная совокупность независимых сигналов, отраженных отдельными произвольно ориентированными в области отражающего объема прямолинейными участками разряда. При этом допущением является независимость сигналов, отраженных от отдельных прямолинейных участков молнии. Ток в местах перегиба участков зависит от токов, протекающих под действием электромагнитного поля в каждом из прямолинейных отрезков разряда, и через места перегибов осуществляется взаимное влияние участков. Однако при достаточной протяженности отдельных прямолинейных зон разряда, которое обычно имеет место, распределение сверхвысокочастотного тока вдоль длины зоны в основном определяется влиянием электромагнитного поля, действующего в пределах зоны, и в меньшей мере током СВЧ, протекающим в соседних зонах. Пренебрегая влиянием токов, протекающих в соседних зонах, на ток СВЧ рассматриваемого участка, можно считать последний независимым прямолинейным отражателем, произвольно ориентированным в пространстве. В этом случае отражение от "N" независимых целей дает величину эффективной отражающей поверхности:

$$\sigma = \left| \sum_{k=1}^N \sqrt{\sigma_k} e^{j \frac{4\pi d_k}{\lambda}} \right|^2, \quad (1.3)$$

где  $\sigma_k$  - значение эффективной отражающей поверхности прямолинейного участка длиной  $l$ .

В начальный период существования молнии появляются лидеры с характерным радиусом 2 мм и длиной ступени равной обычно 50 м. В светящейся области ступенчатого лидера концентрация электронов доходит до  $2 \cdot 10^{15} \text{ м}^{-3}$ , что обеспечивает полное отражение электромагнитных волн, частота которых ниже  $f_{kp}$ :

$$f_{kp} = 9\sqrt{n}. \quad (1.4)$$

Следовательно, радиолокационные станции метрового и верхней части дециметрового диапазонов способны обнаруживать молнию начиная с лидерного процесса. Эффективная отражающая поверхность отдельных ступеней лидера достигает значений до  $100 \text{ м}^2$ . Сформировавшийся лидер, у которого длина основного канала доходит до километра и более, имеет большое число ответвлений, и среднее значение величины его эффективной отражающей поверхности достигает порядка сотен и даже нескольких тысяч квадратных метров. Отраженный сигнал при появлении стреловидного лидера аналогичен сигналу, существующему при сформировавшемся ступенчатом лидере. В канале возвратного удара концентрация электронов доходит до  $3 \cdot 10^{23} \text{ м}^{-3}$ , что увеличивает критическую частоту до величины  $5 \cdot 10^{12} \text{ Гц}$ . Такой частоте соответствует критическая длина волны  $0,06 \text{ мм}$ . При ином отражении от канала возвратного удара среднее значение величины эффективной отражающей поверхности уменьшается и ставится равным  $100\text{-}200 \text{ м}^2$ . Отраженный сигнал, имеющий значительную интенсивность для станций метрового и дециметрового диапазонов, часто приводит к насыщению приемного устройства, что затрудняет измерение и регистрацию изменений величины эффективной отражающей поверхности цели. Поэтому целесообразно применять приемное устройство с логарифмической амплитудной характеристикой. Кроме того, грозовое облако является источником интенсивного излучения, которое поступает на приемное устройство радиолокационной станции и маскирует сигнал, отраженный от канала молнии. Следует учитывать и то, что сигнал, отраженный от

ионизированного канала, возникает на фоне отражений от местных предметов, облаков и осадков. Облака и осадки представляют собой "множественные цели", состоящие из большого числа отдельных капель дождя, градин, снежинок, линейные размеры которых обычно малы по сравнению с длиной волны. Для сферических частиц, малых по сравнению с длиной волны, отражаемость пропорциональна  $\lambda^{-4}$  ( $\lambda$  - длина волны). Поэтому уменьшить отражение от облаков и осадков можно увеличением длины волны в определенных пределах. Такую возможность можно выявить из следующего выражения:

$$J_{\mu} = \frac{2\pi^3 \mu^2 c}{\lambda^4 R^2}, \quad (1.5)$$

где  $J_{\mu}$  - определенная по времени интенсивность излучения, отраженная колеблющимся диполем,  $\mu$  - дипольный момент сферической частицы,  $\lambda$  - длина волны,  $c$  - скорость света,  $R$  - расстояние до цели.

Интенсивность излучения обратно пропорциональна четвертой степени длины волны. Большому увеличению длины волны препятствуют два фактора:

- во-первых, при значительной длине волны будет сильное влияние сигнала, излученного каналом молнии;
- во-вторых, большая длина волны для получения высокой разрешающей способности по угловым координатам требует использования антенны больших размеров, что затрудняет ее техническую реализацию.

При теоретических оценках возможности радиолокационного обнаружения молнии используется отношение сигнал/шум

$$q_m = \frac{P_m}{m_1 P_u + m_2 P_2 + m_3 P_u}, \quad (1.6)$$

где  $P_m$  - мощность полезного эхо-сигнала от молнии,  $P_0$  - мощность эхо-сигнала от облаков и осадков,  $P_u$  - мощность собственного радиоизлучения молнии,  $P_u$  - мощность внутренних шумов приемника,  $m_1, m_2, m_3$  - коэффициенты, зависящие от статистических характеристик шумовых сигналов и эхо - сигналов от облаков и осадков. Для МРЛ-2П  $q_m$  за 0,06 с падает с 3 до  $10^{-11}$ , вследствие чего с помощью этой РЛС молнии практически не обнаруживаются. С помощью РЛС



П-12 и П-15 молнии уверенно обнаруживаются на расстоянии до 150 км. Погрешность определения расстояния до молнии с учетом отличия реальной скорости распространения радиоволн от их скорости в стандартной атмосфере, а также от возможного несоответствия полосы пропускания приемного тракта РЛС длительности зондирующего импульса и предельной точности используемого индикатора РЛС, зависящей от ошибок измерения расстояния до элементарной отметки, от ошибок отсчета, обуславливаемых формой и размерами реальной цели, не превышает 1,8 км. Минимальная разрешающая способность по дальности, зависящая от длительности зондирующего импульса, времени роста и спада сигнала, а также от времени перемещения луча на расстояние, равное диаметру рисуемого пятна в радиусе 100 км для РЛС П-12 и П-15, составляет 1,9 и 1 км, соответственно.

Для дальнейшего развития физики грозы весьма полезным являются сведения о локализации молний относительно структуры облака.

Решение этих задач, по нашему мнению, возможно методами и средствами активно-пассивной радиолокации. Однако разработанные к настоящему времени РЛС в полной мере не решают задачи, связанные с обнаружением, исследованием и контролем стадий и тенденций грозовых явлений в облаках.

Исследователей не удовлетворяют традиционные методы регистрации грозовых явлений в облаках, которые все еще находят практическое применение. Поэтому на протяжении последних десятилетий предложено множество способов и устройств для изучения, регистрации грозовых явлений.

Особое внимание исследователи уделяют созданию высокочастотных радиотехнических систем пространственно-временного картирования разрядов молнии. Последние успехи в исследовании молнии связаны главным образом с широким использованием многопунктовых систем местоопределения молнии. К ним прежде всего относятся серийно выпускаемые в США широкополосная система *LLP* и разностно дальномерная система *LPATS*. В настоящее время многопунктовые системы местоопределения молний развернуты в США, Великобритании, Франции, Швеции, Норвегии, Финляндии, Японии, Мексике.

С целью повышения точности обнаружения гроз предложен ряд технических решений [42,46], основанных на применении современных радиотехнических средств, использовании радиолокационной техники, усовершенствовании датчиков, применении зондов, пороговых устройств и т.д., а также использование зависимости того или иного параметра электромагнитного поля от расстояния.

Так, применение схемных решений и соотношения для фазы электрической и магнитной составляющих ЭМИ нашло отражение в работах Инькова, Снегурова и др. [42,43]. Авторами предложены устройства, содержащие антенну (антенны), фазосдвигающую линию, реализующую приближенное фурье преобразование, схем измерения положения нулевых переходов и обработки и т.д. В предлагаемых технических решениях суммарная ошибка в определении направления на разряд молнии может достигать  $15^\circ$ , а апертурная ошибка может составлять  $3^\circ$ . В последнее время предложено большое число алгоритмов для оценки местоположения молниевых разрядов, повышающих точностные характеристики грозорегистраторов с учетом наклона молнии, вариации фазы и т.д. Экспериментальными проверками подтверждается работоспособность предложенных технических решений. В отличие от рассмотренных выше фазовых ЕН дальномеров в импульсных модификациях используется сравнительно широкополосный прием электрической и магнитной составляющих поля, и время анализа выбирается в пределах от 200-250 мкс. Это позволяет исключить ряд погрешностей и повысить точность определения расстояния до источника [46-48] до 8...10 %.

Для оценки грозовой деятельности определенного района (круга) нашли широкое применение амплитудные пороговые устройства [44,49-53] - грозорегистраторы. Они регистрируют импульсы ЭМИ молний, амплитуда которых превышает заданный уровень. Как правило, они включают в антенну с круговой диаграммой пороговое устройство и регистратор. Их назначение - определение числа грозовых разрядов на площади в радиусе  $R$  от пункта регистрации ( $R$  - определяется чувствительностью порогового устройства).

Фактором, значительно влияющим на точностные характеристики указанных устройств и ограничивающим их использование, является значительная изменчивость амплитуды молниевых разрядов и прием сигналов за выбранной зоной.

Большое внимание уделяется исследователями использованию радиолокационной техники для исследования гроз. Так, например, в работе [54] положение разрядов в пространстве определялось по разности прихода радиосигнала на 4 разнесенные приемные станции с точностью до 100-200 м. Автором показано, что источник радиоизлучения, как правило, располагается непосредственно под областью высокой отражаемости на высотах 7-10 км, а в отдельных случаях - на высотах от 3-3,5 км (при разрядах типа облако-земля). Следует отметить, что существенным шагом в исследовании гроз является совместное использование РЛС дециметрового и метрового диапазонов длин волн с ЭВМ. В результате такого сочетания авторам работы [55] удалось осуществить пространственно-временную селекцию различных стадий молний. Однако подобные исследования пока носят рекламный характер: демонстрируют технические возможности современной радиоэлектроники.

Предложен ряд технических решений по усовершенствованию датчиков поля, позволяющих повысить точность измерения параметров молниевых разрядов [56-58]. В датчики введены в определенном техническом решении антенна, компаратор, дешифратор, логический блок, цифроаналоговый преобразователь и т.д. Применение указанных датчиков позволило повысить точность измерения напряженности электрического поля атмосферы. В настоящее время предпринимается попытка создания зондов с различными датчиками [11,57] для проведения прямых измерений в грозовых облаках.

Для метеорологического обеспечения систем грозозащиты линий электропередачи, защиты лесных массивов, нефтеналивных судов, открытых горных разработок, промышленных и портовых сооружений большое практическое значение приобретает разработка способов и устройств,

обеспечивающих селекцию молниевых разрядов на типы облако-земля и облачные.

Однако эту проблему нельзя считать решенной.

Интенсивность грозовой деятельности характеризуются средним количеством грозовых дней или часов в год. Имеется и более обобщенный показатель - среднее число ударов в год ( $N$ ) на  $1 \text{ км}^2$  поверхности земли, зависящий от интенсивности грозовой деятельности.

Используя значение  $N$ , определяют вероятное число попаданий молний в год  $P$  в здания и сооружения, не имеющие молниезащиты [59]:

$$P = (d + 6h)(L + 6h)N \cdot 10^{-6}, \quad (1.7)$$

где  $d$  - ширина защищаемого здания или сооружения, м;  $L$  - его длина, м;  $h$  - наибольшая его высота, м.

В незащищенную от молнии линию электропередачи протяженностью  $L$  (км) и со средней высотой подвеса провода  $h$  число опасных ударов в год составляет:

$$P = 0,42Lh \cdot N \cdot 10^{-3}. \quad (1.8)$$

Подобные выражения получены и для других объектов таких, как: дымовые трубы, водонапорные и силосные башни, мачты, деревья и т.д.

Таким образом, применительно к молниезащите, основной характеристикой является удельная поражаемость территории молниями.

Хотя интенсивность отдельных гроз значительно варьируется в конкретном районе, между удельной поражаемостью разрядов молнии в землю за год, числом дней с грозой и часовой продолжительностью гроз за год прослеживается корреляционная связь [60-62]. Эта связь позволяет использовать для определения  $N$  данных метеостанций о количестве и продолжительности грозы. Однако построенная таким образом карта [60] позволяет получить только общее представление о распределении  $N$  на территории. Для практического применения требуются более детальные региональные карты. В связи с их отсутствием  $N$ , как правило, определяют по числу грозовых дней  $T_g$  или часов  $T_q$ , регистрируемых метеостанциями. Экспериментально показано [63], что одному

и тому же значению  $T_g$  могут соответствовать на порядок различающиеся значения  $N$ . Имеются также данные [64] о существенном различии  $N$  при близких значениях  $T_q$ . Сказанное свидетельствует о необходимости оценки плотности разрядов молнии в землю на основе регистрации самих разрядов, а не гроз в целом. Их массовая регистрация представляет весьма сложную задачу, тем более что соответствующая аппаратура серийно не выпускается.

В настоящее время развиты два способа определения удельной грозопоражаемости земли молниями. Первый основан на перерасчете в плотность разрядов молнии в землю данных о грозопоражаемости различных объектов (зданий, линии электропередач и т.д.) [64, 65].

Второй способ определения удельной грозопоражаемости - основан на регистрации разрядов молнии радиотехническими средствами [66]. Любой счетчик независимо от амплитудно-частотной характеристики его входа как пороговое устройство регистрирует как и наземные, так и облачные разряды, мощность излучения которых превышает определенный, заранее заданный уровень. Поэтому необходимо знать закон перехода от показания счетчика  $n$  к удельной поражаемости  $N$ . В общем виде эту зависимость, как принято в [67], можно записать

$$N = \frac{\left[ 1 + \left( \frac{R_0}{R_3} \right)^2 z \right]^{-1}}{\pi R_3^2} n, \quad (1.9)$$

где  $z$  - отношение плотности облачных и наземных разрядов молнии.

Эффективный радиус действия счетчика для облачных  $R_0$  и наземных  $R_3$  определяется соотношением

$$R_i = \left( 2 \int_0^{\infty} x f(x) dx \right)^{1/2}, \quad (1.10)$$

где  $i = 3, 0$ ;  $x$  - расстояние до места разряда;  $f(x)$  - рабочая характеристика счетчика, определяющая долю разрядов, регистрируемых прибором на расстоянии  $R$ , от общего числа разрядов на этом расстоянии.

Таким образом, независимо от того, какой счетчик применяется для получения информации о значении  $N$  для данного района, необходимо с достаточной точностью знать его эффективный радиус действия  $R$  и коэффициент селекции, определяемый выражением:

$$\left[ 1 + \left( \frac{R_0}{R_3} \right)^2 z \right]^{-1}. \quad (1.11)$$

Проблема разработки удобного и удовлетворяющего требованиям практики счетчика разрядов молнии с классификацией на типы облако-земля и облачные в настоящее время не считается разрешенной. Подавляющее большинство конструкций счетчиков разрядов молнии по существу являются модификацией счетчика Пирса [63], рекомендованного СИГРЭ для использования в различных точках земного шара.

В России из аналогов счетчиков СИГРЭ нашел достаточно широкое применение полупроводниковый регистратор гроз ПРГ, разработанный Главной Геофизической обсерваторией им А.И. Воейкова [68]. Как и всякое пороговое устройство, подобные счетчики обладают рядом недостатков, например, срабатывание от промышленных помех, регистрация мощных разрядов, находящихся на значительных удалениях от контролируемой территории, и несрабатывание от слабых разрядов в этой зоне, а также отсутствие классификации на типы разрядов.

Для правильного и экономического решения практических задач молниезащиты важно определить степень влияния на параметры молнии и разрядной деятельности геологической структуры местности, ее орографии, параметров облаков. Эта задача особо актуальна для Северного Кавказа, характеризующегося значительной неоднородностью рельефа и интенсивным строительством объектов. В настоящее время быстро растущее освоение горных районов, где грозы наносят наибольший убыток, и высокая стоимость грозозащитных мероприятий обуславливают актуальность решения задач с изучением комплекса характеристик закономерностей пространственно-временного распределения гроз для региона Северного Кавказа, а также

определения параметров молнии, используемых в молниезащите. Особый ущерб наносится грозами линиям электропередач напряжением до 10 кВ. Линии электропередач 6-10 кВ на территории Северного Кавказа образуют довольно густую сеть и имеют низкий уровень молниезащиты. На основании анализа опыта эксплуатации линий электропередач 6-10 кВ нами было установлено, что их грозопоражаемость на территории Северного Кавказа значительно варьируется. Грозопоражаемость в предгорных и горных районах в 3 раза выше, чем в равнинных частях. Указанное различие при близком значении числа грозовых дней позволяет сделать вывод, что грозопоражаемость принятая в Руководящих указаниях по молниезащите [69], основанная на использовании числа дней с грозой или продолжительности гроз, не достаточно оправдана и может существенно варьировать даже в пределах такой относительно небольшой территории.

Таким образом, повышение качества расчетов молниезащиты требует более дифференцированной оценки параметров молний с учетом региональных, климатологических и физических характеристик гроз. Решение данного вопроса возможно на основе применения сети грозопеленгаторов-дальномеров, а также комплекса аппаратуры, обеспечивающей определенные параметры молнии. Подобная задача ранее решалась для Московской области, Азербайджана и других районов страны. Для Северного Кавказа практическая реализация подобной задачи весьма актуальна. в связи со значительной орографической неоднородностью и плотным расположением промышленных объектов.

Исходя из изложенного в данном разделе можно сделать следующие выводы:

1. Максимальный заряд, возникающий в грозовом облаке, обусловлен действием различных механизмов электризации, эффективность действия которых проявляется по-разному, в зависимости от стадии развития облака. На начальной стадии развития грозового облака имеет место интенсивный фазовый переход воды, сопровождающийся нарушением контакта на гидрометеорах между водой, льдом и воздухом, что приводит к электризации облачных частиц.

На этой стадии основным механизмом электризации является контактная электризация.

2. Изучение закономерностей разделения электрических зарядов в облаках не закончено, и требуются дополнительные экспериментальные и теоретические исследования микрофизических процессов, которые приводят к возникновению электрических полей, достаточных для развития молниевых разрядов.

3. Специальные радиолокационные станции, предназначенные для обнаружения, исследования и контроля грозовых явлений в облаках, в настоящее время не разработаны.

Для этих целей представляется возможным использовать станции обнаружения самолетов типа П-15 (30 см) и П-12 (2м) при определенной их доработке и оснащении регистрирующей аппаратурой.

4. Для эффективного решения задач грозозащиты различных объектов требуются более дифференциальные оценки характеристик грозовой деятельности облаков при естественном их развитии и активных воздействиях на основе рассмотрения динамики грозовых процессов, комплексного подхода к оценке к учету факторов, влияющих на вероятность поражения территорий разрядами молний. Решение данной задачи возможно на основе применения сети грозопеленгаторов-дальномеров, а также комплекса аппаратуры, обеспечивающей определение параметров молний.

## **2. РАДИОТЕХНИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ГРОЗОВЫХ ОБЛАКОВ**

### **2.1. Активно-пассивный радиотехнический комплекс**

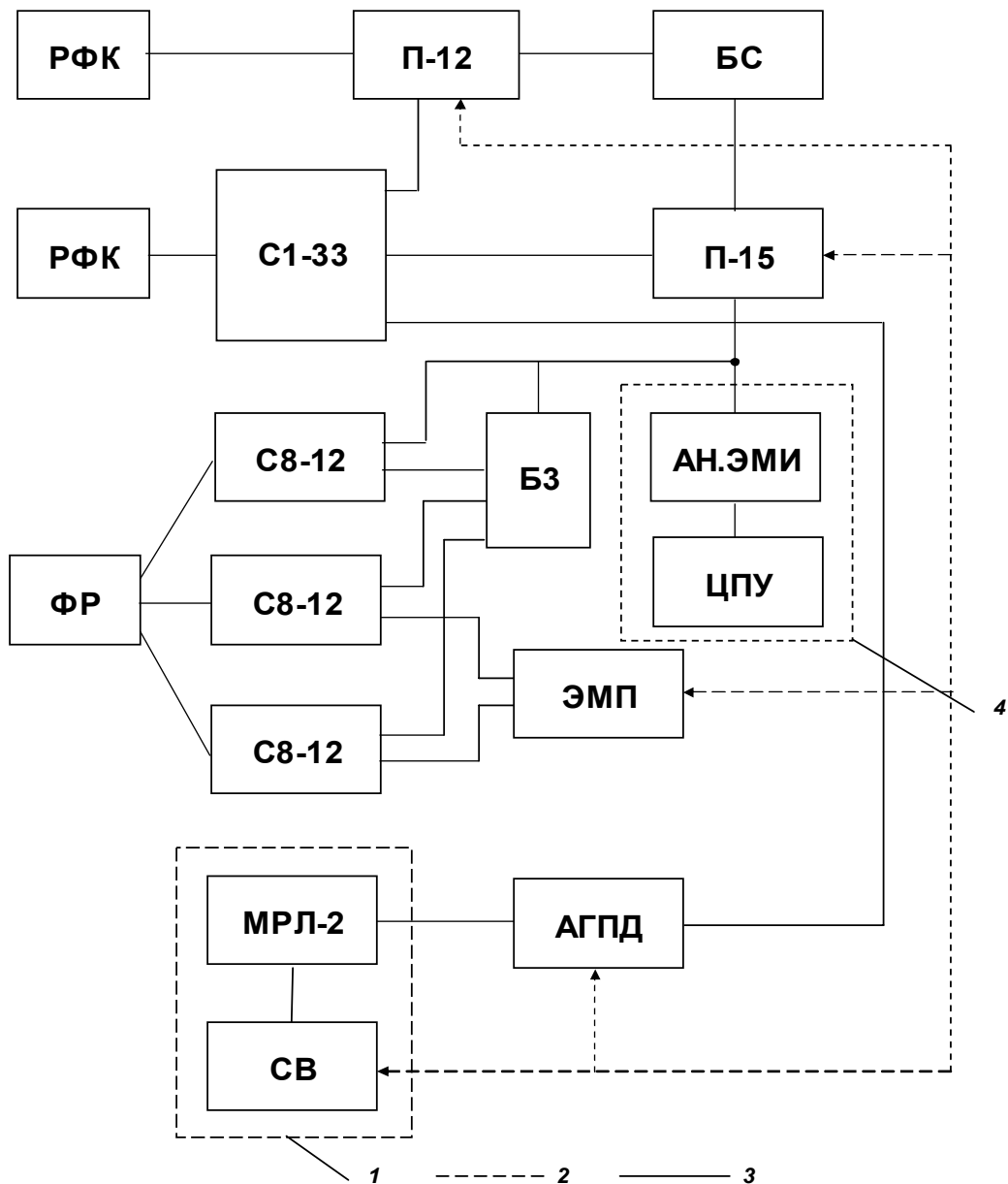
Регион Северного Кавказа в весенне-осенний период характеризуется интенсивной грозовой деятельностью, одной из самых высоких на территории бывшего СССР. Поэтому на базе Высокогорного геофизического института были организованы и в течение ряда лет проводятся наблюдения за грозами.



Активно-пассивный радиотехнический комплекс (рис.2.1), включает в себя:

- радиолокационную станцию МРЛ-2П (МРЛ-5), используемую для обнаружения метеочага и измерения его радиолокационных параметров, также для выработки команд при проведении активных воздействий;

- РЛС метрового диапазона длин волн П-12, обеспечивающих прием отражений радиолокационных сигналов от ионизированных каналов молний, их количества и их изменение со временем в пределах исследуемого облака. Кроме



**Рис.2.1.**

Схема радиотехнического комплекса для исследования  
грозоразрядных явлений

*Обозначения: 1- командный пункт; 2- телефонная связь; 3- каналы передачи видеосигналов; 4- пункт синхронной регистрации данных; РФК, ФР- фоторегистраторы; П-12, П-15, МРЛ-2 – радиолокационные станции на длинах волн 2 м, 30 см и 3,2 см соответственно; С8-12 – запоминающие осциллографы; С1-33- пятилучевой осциллограф; АН, ЭМИ - анализатор ЭМИ; ЦПУ- цифронпечатающее устройство; ВС – блок сопряжения РЛС; АГЦД- автоматический грозопеленгатор-дальномер; СВ – средства связи; ЭПМ – датчик электромагнитных полей.*

того, П-12 позволял определять местонахождение молниевых разрядов как по дальности, так и по азимуту;

- РЛС дециметрового диапазона длин волн П-15, используемую как высокочувствительный приемник для регистрации сигналов ЭМИ облаков. Обычно сигнал ЭМИ с приемника поступал на анализатор сигналов.

В комплексе предусмотрена синхронная работа РЛС метрового и дециметрового диапазонов длин волн. В этом случае видеосигналы с выходов приемников радиолокационных станций подаются на пятилучевой осциллограф с одной синхронизацией на два луча, при этом осуществляется автоматическая фоторегистрация этих видеосигналов с экрана осциллографа на фоне электронных часов. Затвор фоторегистратора открывается передним фронтом импульсов ЭМИ. В этом случае одновременно на разных частотах регистрируется электромагнитное излучение облаков и радиолокационный сигнал, отраженный от ионизированного канала молний, благодаря чему можно определить длительность предгрозового состояния облаков - время, в течение которого в облаке отмечается ЭМИ без сильноточных молниевых разрядов.

Основные технические характеристики РЛС метрового (П-12) и дециметрового (П-15) диапазонов длин волн следующие: чувствительность приемного тракта  $10^{-13}$  Вт и  $5 \cdot 10^{-14}$  Вт, ширина диаграммы направленности антенных систем  $12^\circ$  и  $4^\circ$ , рабочая длина волны 2 м и 0,3 м;

- устройство Е-912, представляющее собой автоматический грозопеленгатор - дальномер (АГЦД) для определения грозовых очагов из

одного пункта путем регистрации электромагнитного излучения, сопровождающего молниевые разряды. Координаты молниевых разрядов отображаются на экране индикатора в полярной системе координат, в которой направление на источник ЭМИ молниевых разрядов определяется азимутальным углом с точностью не хуже  $-4^\circ$  - максимальная погрешность от имитатора. Дальность определяется в двух масштабах - от 15 до 100 км с максимальной погрешностью 10 % от измеряемой дальности и от 0 до 420 км дискретно, с точностью до градуса. Время запоминания грозопеленгатором информации - 30 мин. Изображения молниевых разрядов с грозопеленгатора - дальномеров накладываются на полученные одновременно с этим радиоэхо облачной системы, сделанные с помощью РЛС МРЛ-2П, что позволяет осуществлять локализацию места возникновения молний в облаках;

- систему регистрации электромагнитного поля (ЭМП) молнии. Регистрация ЭМП осуществляется осциллографическим способом с помощью калиброванной электрической антенны с усилителем с характерной частотой 1 МГц и осциллографами типа С1-33 и С8-12.

Радиолокационные станции дециметрового и метрового диапазонов радиоволн являются наиболее эффективными при исследованиях гроз. В этом случае удается исключить, особенно в метровом диапазоне, маскирующее влияние зоны эхо-сигналов облаков с большой отражаемостью. В настоящее время не существует радиолокационных станций дециметрового и метрового диапазонов, специально предназначенных для обнаружения грозовых облаков и молниевых разрядов в них. В этой связи станции П-12 и П-15 были специально оснащены и доработаны следующим образом:

1. Разработано устройство, обеспечивающее прием полезных сигналов (радиоэхо от ионизированных каналов молнии) без радиоэха от местных предметов (гор, лесов).

2. Разработаны устройства, управляющие по сигналам, отраженным от ионизированных каналов молнии или их ЭМИ работой фоторегистраторов, осциллографов и самописцев. Устройство обеспечивало фоторегистрацию

информации с экранов РЛС одиночными кадрами , а также при непрерывной протяжке фотопленки со скоростью 5...15 мм/с.

3. На индикаторах установлены специальные табло, на которые подаются сигналы времени с точностью  $\pm 1$  мс, информация о порядковом номере опыта и о срабатывании фоторегистраторов.

4. Разработаны устройства сопряжения РЛС с анализаторами и регистраторами грозоразрядной деятельности региона в радиусе до 300 км.

Временная синхронизация наблюдений на РЛС МРЛ-2П и станций П-12, П-15 осуществлялась фоторегистрацией данных на фоне часов с миллисекундной индикацией, которые перед проведением опытов тщательно выставлялись по единому времени. Таким образом, становится возможным совмещение данных, получаемых с помощью указанных станций, и прослеживание местоположения радиоэха грозовых разрядов и их ЭМИ на фоне эхо-сигналов осадков и облаков, обнаруживаемых МРЛ.

Современная теория измерения параметров радиолокационных каналов позволяет с точностью, достаточной для практических целей, оценить ошибки измерения координат метеоцелей.

Точность определения местоположения облаков, грозовых разрядов и ЭМИ зависит от ошибок применяемого радиолокационного кода в целом и ошибок измерений, обуславливаемых тактико-техническими данными используемых РЛС. Эти вопросы подробно рассмотрены в работах [35,69], здесь (таблица 2.1) приведены конкретные значения точностных характеристик местоопределения грозоразрядной деятельности в атмосфере.

**Таблица 2.1**

*Ошибки измерения координат молниевых разрядов*

Тип регистратора	Регистрируемые параметры, масштаб (км)			
	расстояние, м		азимут, градус	
	0-100	0-200	0-100	0-200
П-12	1200	1300	6,15	6,28
П-15	1100	1240	2,65	2,75
Е-912 (АГПД)	$< 10^3$	до градации	$< 3^\circ$	$< 3^\circ$

**Таблица 2.2**

*Ошибки измерения РЛС МРЛ-2П параметров радиоэхо метеобразований в атмосфере ( $\Delta L$  - линейные размеры радиоэха,  $\Delta H$  - высота).*

	Км						
	5	10	25	50	100	200	300
$2\Delta L$ М	240	460	1100	2200	4400	8800	13200
$\Delta H$ , м	200	180	100	220	500	1500	2000

Данный комплекс с регистрирующей аппаратурой нами использовался для обнаружения грозоопасности и грозовых очагов, исследования их физических характеристик, исследования разрядных явлений и распространения ЭМП в атмосфере, определения координат метеобразований, времени и места внесения кристаллизующего реагента, управления процессами активного воздействия и контроля его эффективности.

Комплекс позволял производить синхронное измерение следующих параметров:

- временной ход радиолокационной отражаемости очага на длине волны 3,2 см;
- временной ход верхней границы зоны отражения, высот областей максимальной и повышенной радиолокационной отражаемости на длине волны 3,2см;
- характер и скорость перемещения очага;
- время прихода первого радиоимпульса от исследуемого очага;
- длительность предгрозового периода жизни облака;
- время возникновения первого молниевых разряда в облаке;
- частоту разрядных явлений различных масштабов в облаке;
- число импульсов и пакетов импульсов радиоизлучения в единицу времени на различных частотах;
- амплитудно-частотные характеристики ЭМИ облаков;
- измерение длительности существования отраженных радиолокационных сигналов от ионизированных каналов и ЭМИ облаков в

процессе их трансформации;

- определение времени появления и координат молниевых разрядов в облаках;

- измерение напряженностей электрического поля, обусловленного грозowymi разрядами.

## **2.2. Измеритель временных и импульсных характеристик радиоизлучения облаков**

Для статистических измерений импульсного электромагнитного излучения грозowych облаков, исследуемых с помощью радиолокационных станций типа П-15, нами было разработано и изготовлено устройство «Гроза-1» [21].

За импульсное ЭМИ облаков на основании проведенных исследований электромагнитного излучения облаков [61-64,71,72] принимались пачки импульсных последовательностей со следующими параметрами:

- длительность пакета (пачки) от 5 до 1000 мс;

- длительность одного импульса от 50 мкс до 1 мс;

- длительность временного интервала между пакетами при средней их длительности в 120 мс не менее 25 мс;

- число импульсов в пакете - от 10 и до 1000.

С учетом этих требований устройство "Гроза-1" состояло из пяти функциональных узлов (рис.2.2):

- а) блока формирования входного сигнала и выдачи команд (БФК);

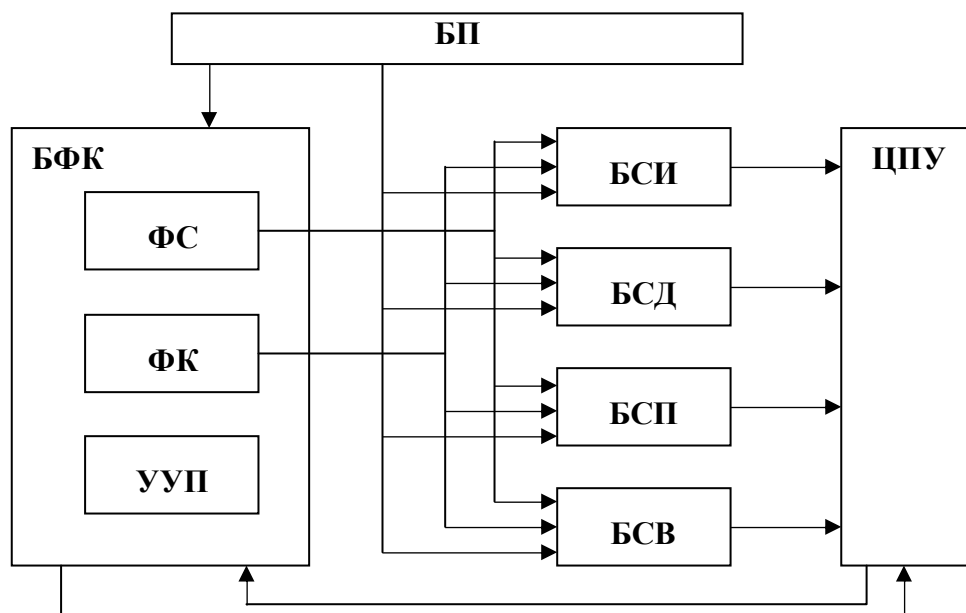
- б) блока счета и памяти числа импульсов в пакете излучения (БСИ);

- в) блока счета и памяти длительности пакета излучения (БСД);

- г) блока счета и памяти числа пакетов излучения (БСП);

- д) блока счета и памяти текущего времени прохождения заднего фронта пакета излучения (БСВ);

- е) блока питания (БП).



**Рис. 2.2.**

Блок схема анализатора ЭМИ

*Обозначения: БФК - блок формирования входного сигнала, БСИ - блок счета памяти числа импульсов, БСД - блок счета и памяти длительности пакетов, БСП - блок счета и памяти числа пакетов, БСВ - блок счета и памяти текущего времени, БП - блок питания.*

### **2.3. Методика регистрации изменений электромагнитного поля молниевых разрядов**

Регистрация модулей напряженности электрического  $E$  и магнитного  $H$  полей разрядов молний калиброванными антеннами с одновременным определением расстояния до их каналов позволяет идентифицировать атмосферерики с соответствующими им типами разрядных процессов. Регистрировать характерные особенности трансформации форм атмосферериков и их спектральных составляющих при распространении над поверхностью земли. Такие измерения дают возможность определять знак и величину переносимого молнией на землю заряда, число компонентов во вспышке, продолжительность существования различных стадий молний и интервалов между ними.

Регистрация вертикальной составляющей напряженности электрического поля у поверхности земли осуществлялась осциллографированием напряжения между землей и "открытой" изолированной антенной. Как показано в [65], обычно для этой цели применяются антенны в виде металлических дисков, горизонтальных и вертикальных проводов или металлических шаров. Антенна в виде круглого металлического диска более удобна в изготовлении, установке и градуировке. Поэтому для регистрации вертикальной составляющей напряженности электрического поля нами применена антенна в виде круглого металлического диска диаметром 50 см, края которой округлены для уменьшения эффекта коронирования. Антенна устанавливалась на высоте 0,5 м над заземленным столом параллельно поверхности земли и перпендикулярно вектору напряженности электрического поля, т.е. вдоль эквипотенциальной линии.

При отсутствии нагрузки на антенну разность потенциалов между землей и антенной равна

$$U_a = E_z(t)h, \quad (2.1)$$

где  $E_z$  - вертикальная составляющая напряженности электрического поля между облаков и землей у поверхности земли, В/м;  $h$  – высота антенны над землей в м.

Если учесть, что при отсутствии антенны разность потенциалов между облаком и землей равна  $U$ , то при ее наличии она будет делиться между двумя емкостями  $C_a$  и  $C_o$ , где  $C_a$  – емкость антенны относительно земли,  $C_o$  – емкость между облаком и антенной.

В этом случае разность потенциалов между антенной и землей будет равна

$$U_a = \frac{UC_o}{C_a + C_o}. \quad (2.2)$$

При подключении измерительной цепи  $RC$  к антенне измеряемое напряжение  $U(t)$  оказывается меньше, чем  $U_a$ . Для приведенной схемы  $R_H$  является очень большим импедансом по сравнению с  $C_k$  ( $C_k$  - есть емкость соединительного кабеля антенны с осциллографом), так как  $C_k$  и  $C_o$  включены



параллельно. Поэтому при определении  $U(t)$  необходимо учитывать влияние  $C_k$ . Тогда напряжение  $U(t)$  можно определять следующим выражением:

$$U(t) = \frac{C_0}{C_a + C_0 + C_k} U. \quad (2.3)$$

Учитывая, что емкость  $C_0$  между антенной и землей намного больше емкости  $C_0$  между облаком и антенной, и подставляя (2.1) и (2.2) в (2.3), получим:

$$U(t) = \frac{C_a}{C_a + C_k}. \quad (2.4)$$

Отсюда видно, что изменение напряженности на выходе измерительной цепи прямо пропорционально изменению напряженности электрического поля. Выражение (2.4) можно также вывести, если рассматривать переходный процесс в эквивалентной схеме регистрации напряженности электрического поля, как это было выполнено в [65].

Сопrotивление в измерительной схеме приводит к уменьшению входного напряжения  $U(t)$  с постоянной времени  $\tau = R_H (C_k + C_a)$ . Если величина  $\tau$  намного больше чем длительность регистрируемых сигналов, то влиянием  $R_H$  на результат измерения можно пренебречь и напряжение на входе приемного устройства без искажений повторяет воздействующее на антенну напряжение. В нашем случае  $\tau = 1$  мс, что позволяет регистрировать без искажения импульсы длительностью  $100 \div 200$  мкс, которые характерны для грозовых разрядов.

Выражение (2.4), связывающее значение вертикальной составляющей

$E(t)$  электрического поля у антенны с величиной  $U(t)$ , наводимой ею в антенне ЭДС, можно представить в виде

$$E(t) = KU(t), \quad (2.5)$$

где  $K$  – калибровочный коэффициент, зависящий от емкостных характеристик антенны.

При калибровке антенны в плоском конденсаторе, на пластины которого подавалось постоянное напряжение, получено  $K = 142\text{м}^{-1}$ . Емкость между антенной и поверхностью заземленного стола (землей) составляла 25 пФ. Полная

емкость измерительной системы, состоящая из емкостей между антенной и заземленной плоскостью стола и емкостью соединительного кабеля, была равна 1450 пФ, а величина нагрузочного сопротивления равна  $0,8 \cdot 10^6$  Ом.

Реакция системы на время нарастания (фронта) импульса, которое определяется величиной сопротивления  $R = 75$  Ом и общей емкостью системы  $C = 1450$  пФ, составляла 0,1 мкс, что обеспечивало регистрацию без искажения импульсов длительностью фронта 0,3 мкс и более.

Погрешность измерения величины напряженности электрического поля, обусловленная погрешностями в системе калибровки и в расшифровке данных, составила 15 %.

Для определения расстояния до места разрядов молнии и направления на него использовался радиолокатор П-12. Проводя совместную регистрацию электромагнитного излучения разряда молнии с отражением радиосигналом от его канала, мы имели возможность определить их параметры для различных расстояний от места наблюдения.

Регистрация магнитной составляющей напряженности электромагнитного поля обычно осуществляется экранированной рамочной антенной. Нами применена экранированная рамочная антенна, изготовленная в лаборатории ВГРиМ ЭНИН им. Г.М.Кржижановского, со следующими характеристиками: размер антенны  $0,45 \times 0,45$  м<sup>2</sup> при эффективной площади одного витка  $0,2025$  м<sup>2</sup>. Количество витков 36. Индуктивность антенны 2,4 мГн, нагрузка - 360 м. По градуировочным характеристикам 2В на входе антенны соответствовала 3 А/м напряженности магнитного поля в точке регистрации. Интегрирование регистрируемых сигналов производится по  $LR$  цепи. Известно, что при  $LR$  интегрировании сигналов можно регистрировать импульсы с длительностью фронта до  $10^{-7}$  с. При определенных допущениях напряжение на сопротивление интегрирующей цепочки может быть найдено из соотношения

$$e(t) = Ri(t) + L \frac{di(t)}{dt}. \quad (2.6)$$

При условии  $L/R \gg \tau_u$  падения напряжения  $U_e$  на нагрузочном сопротивлении будет приближено равно

$$U_e = \frac{R}{L} \mu_0 \omega S H(t), \quad (2.7)$$

где  $\tau_u$  – постоянная времени интегрирования,  $t$  – длительность интегрируемого сигнала,  $L$  – индуктивность рамочной антенны,  $\omega$  – число витков,  $S$  – площадь сечения одного витка,  $H$  – напряженность магнитного поля молнии,  $\mu_0$  – магнитная проницаемость среды.

Относительная погрешность интегрирования оценивается соотношением

$$\Delta H = \frac{t}{\tau_u} = \frac{tR}{L} \quad (2.8)$$

в котором интегрирующее сопротивление  $R$  определяется суммой нагрузочного сопротивления  $R_H$  и сопротивления провода антенны  $R_a$ .

В этом случае:

$$U_B(t) = \frac{R_H}{L} \mu \omega S H(t), \quad (2.9)$$

$$\tau_U = \frac{L_a}{R_H + R_a}. \quad (2.10)$$

Из (2.10) следует, что максимальное значение  $\tau_U$  определяется активным сопротивлением антенны и не может быть больше, чем  $L/R_a$ . В рамочных антеннах удастся реализовать  $LR_a = 10^{-2} - 10^{-3}$  с. При  $LR_a$  интегрировании регистрация малой длительностью фронта обеспечивается тем, что паразитная емкость обмотки оказывается шунтированной интегрирующим сопротивлением  $R$ , порядок которого меньше характеристического сопротивления антенны:  $z_a = \sqrt{L/R}$ .

Напряженность магнитного поля является векторной величиной. Поэтому для точного определения величины напряженности магнитного поля необходимо проводить измерения тремя взаимно перпендикулярными

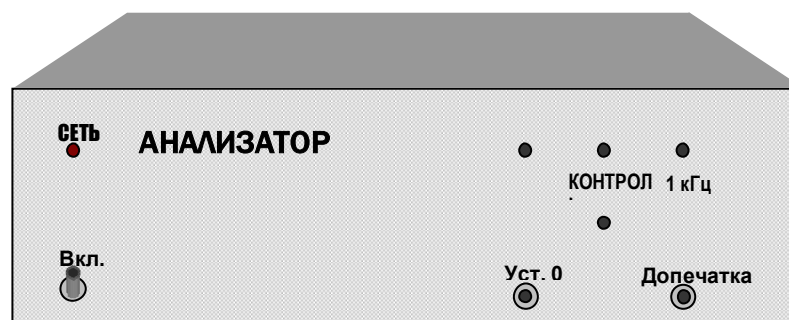
антеннами, или даже одной антенной, когда известно направление на разряд, как это имело место в наших измерениях.

#### **2.4. Устройство для регистрации характеристик радиоэхо разрядов молний**

Для облегчения и автоматизации процесса получения характеристик эхо-сигналов молний( время существования радиоотражающего образования, его характерные геометрические размеры и координаты местоположения), нами разработано специальное устройство [70,73]. Устройство позволило определять дальность до канала молниевых разрядов с точностью до 0,1 км, время возникновения молниевых разрядов с точностью до 1 мс. Оно производило выделение эхо-сигналов молний на фоне пассивных и активных помех и измерение параметров молниевых разрядов в реальном масштабе времени и использовано в качестве блока запуска регистраторов формы электромагнитного излучения молний, спектроанализатора, устройств для отдельной регистрации наземных и облачных разрядов молний, а также других устройств для исследования грозовых явлений в облаках, входящих в радиотехнический комплекс. На рис. 2.3 приведен внешний вид регистратора.

Данное устройство было использовано в комплексе с РЛС П-15 и П-12. Опыт его эксплуатации показал, что в начальной стадии развития грозы и слабых грозах, устройство работает информативнее с РЛС П-12. При сильных грозах - градовых процессах станция П-15, наряду с сигналами от каналов молний, регистрирует и эхо-сигналы от облака, что и приводит к ложному срабатыванию устройства.

Поэтому для мощных грозовых облаков, устройство эксплуатировалось с РЛС П-12 ( $\lambda=2\text{м}$ ), для которой сигналы от облаков практически не регистрировались.



**Рис.2.3.**

Регистратор характеристик радиоэхо и ЭМИ разрядов молнии.

Разработан радиотехнический комплекс с регистрирующей аппаратурой для обнаружения грозовых очагов и разрядных явлений, исследовались их физические характеристики. Комплекс был использован для синхронных измерений следующих параметров грозовых облаков:

- временной ход радиолокационной отражаемости метеообразований на длине волны 3,2 см;
- скорость изменения и временной ход верхней границы зоны отражения, высот областей максимальной и повышенной радиолокационных отражаемостей;
- характер и скорость перемещения метеообразований в атмосфере;
- время прихода первого радиоимпульса от исследуемого очага;
- длительность различных стадий грозовой жизни облака;
- время возникновения первого молниевых разряда в облаке;
- частоту появления разрядных явлений различных масштабов в облаке;
- число импульсов и пакетов импульсов радиоизлучения на различных частотах;
- амплитудно – частотные характеристики ЭМИ облаков;
- изменение длительности существования отраженных радиолокационных сигналов от ионизированных каналов и ЭМИ облаков в процессе их трансформации;
- напряженностей электрического поля, обусловленного грозовыми разрядами.

### **3. ИССЛЕДОВАНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК ГРОЗОВОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ОБЛАКОВ РАДИОТЕХНИЧЕСКИМИ СРЕДСТВАМИ**

#### **3.1. Климатологические и физико-географические характеристики грозы Северного Кавказа**

Для решения ряда практических задач, связанных, в частности, с грозозащитой, необходимо знать вероятность появления в данном районе того или иного числа дней с грозой, вероятность превышения заданного уровня грозовой активности, их изменчивость от года к году и т.д.

Решение этих задач особо актуально для Северного Кавказа, отличающегося значительной климатической неоднородностью территории [73-77].

Тип метеорологических процессов в районе проведения экспериментов (на Северном Кавказе), в основном обуславливался особенностями орографии, а именно наличием высоких гор, предгорий и равнин. За 6 лет наблюдений оказалось, что грозы в 75% случаев развивались при прохождении фронтальных разделов воздушных масс (в 69% случаев с холодными фронтами, в 5% с фронтами окклюзии, в 1% с теплым фронтом), в 8% случаев грозы наблюдались из орографических облаков, и только в 17 % случаев они фиксировались во время внутримассового развития. Орографические грозовые облака обычно развиваются в виде гряды под влиянием фронта орографической окклюзии, часто располагающегося вдоль Главного Кавказского хребта. По виду они напоминают линию шквалов, развивающуюся на холодном фронте, но имеют более низкие значения радиолокационных параметров и относительно слабую молниевую активность. Как правило, продолжительность грозы в таких облаках не превышает 60 мин.

Облачные системы, существующие на холодных фронтах, характеризуются поперечными размерами до 60-80 км, наличием большого количества взаимодействующих и изолированных конвективных ячеек, сильной грозовой активностью. Наибольшая грозовая активность облака достигается, когда над их теплой частью формируется достаточно мощная переохлажденная

область. Нами найден коэффициент линейной корреляции между максимальной частотой возникновения молний и произведением значения объема облачной ячейки на отношение вертикальных протяженностей переохлажденной части облака к теплой. Значение коэффициента корреляции равно 0,72 с доверительными границами для надежности  $95\% \pm 0,05$ . При этом электрическое состояние облаков тесно связано с образованием и выпадением жидких и твердых осадков. Возникновение твердой фазы приводит как к усилению электризации отдельных частиц, так и к расширению спектра их размеров и интенсификации процесса пространственного разделения объемов облака.

В таблице 3.1 представлены данные относительного числа дней с грозой по декадам четырех месяцев, в среднем за год, и их средние квадратичные отклонения, полученные нами по результатам многолетних наблюдений. Наибольшая повторяемость гроз отмечается в 1-ой декаде июля (5 дней), высока она и в последней декаде мая, и в 1-й декаде июня (4 дня). Среднегодовое число

**Таблица 3.1**

*Число дней с грозой и продолжительность гроз  
на Северном Кавказе*

Хар-ки грозы	Май			Июнь			Июль			Август		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III
Число дней с грозой	1	3	4	4	3	4	5	4	3	-	2	1
Продолж. грозы, час	2,5	3,3	3,4	3,4	4,8	3,5	4	2,2	2	2,5	1,7	1,2

дней с грозой для нашей территории составляет 41 день со средним квадратичным отклонением 7. В таблице представлена также продолжительность грозовых процессов по декадам. Максимум ее среднего значения и среднего квадратичного отклонения приходится на последнюю декаду июня соответственно 4,8 часа и 2,5 часа.

Особенности развития грозовых явлений на Северном Кавказе в значительной степени обусловлены неоднородностью рельефа этого региона, который включает в себя равнинную зону, предгорья и горный массив Большого

Кавказа, состоящий из ряда параллельных хребтов. Влияние горных хребтов Большого Кавказа на воздушные течения сказывается до значительных высот (5-6 км), и в зависимости от направления перемещения воздушных масс грозо-градовые процессы либо усиливаются, либо ослабевают.

Исследования аэросиноптических условий развития грозовых процессов на Северном Кавказе позволили нам выделить 4 типа процессов, отличающихся по территориальному распределению грозовых очагов и их интенсивности. Каждый тип процесса развивается при определенном направлении воздушных масс:

1. Перенос воздушной массы осуществляется с запада на восток. Он обусловлен наличием высотной ложбины, ориентированной с севера, в которой отмечается замкнутый очаг низкого давления над акваторией Черного моря. Барической ложбине соответствует термическая ложбина с осью, расположенной несколько западнее оси барической ложбины. При этом на районы Западного Кавказа и Закавказья распространяется адвекция холода. Циклоны, вторгающиеся на Северный Кавказ с запада составляют около 24% всего числа гроз, причем такая траектория характерна для мая и июня. При западном переносе наиболее интенсивные грозовые процессы наблюдаются на территории Краснодарского и Ставропольского краев и в горных районах Кабардино-Балкарии. Средняя интенсивность грозы при этом около 4 разрядов в минуту, а максимальная до 10 разрядов в минуту. Средняя продолжительность грозы составляет около 3 часов.

2. Перенос воздушных масс с севера, который обусловлен фронтальной зоной, хорошо выраженной на карте от 500-1000 и расположенной в меридиональном направлении перпендикулярно Кавказскому хребту. При такой синоптической ситуации, которая составляет около 32 % общего числа, грозовые процессы наблюдаются повсеместно в течение нескольких дней. Средняя интенсивность гроз доходит до 5-8 разрядов в минуту, а максимальные значения более 16 разрядов в минуту. Их интенсивность ослабевает лишь в конце периода. Продолжительность гроз составляет в среднем около 2,5 часа.



3. Ведущий поток и фронтальная зона располагаются в широтном направлении. Воздушные массы у поверхности земли перемещаются с севера в районы Северного Кавказа. В этом случае грозы наблюдаются в Краснодарском и Ставропольском краях. Грозовая активность не превышает 8 разрядов в минуту, а средняя - 3 разряда в минуту. Средняя продолжительность грозы около 2,6 часа.

4. В средней тропосфере наблюдается малоградиентное барическое поле. На карте от 500-1000 над центральной частью Кавказа располагается ложбина холода или замкнутый очаг холода. В этом случае грозы наблюдаются повсеместно отдельными очагами, носят внутримассовый характер и развиваются, как правило, во второй половине дня. Процессы такого типа по многолетним наблюдениям составляют около 18% от общего числа гроз. Активность грозы доходит до 10 разрядов в минуту, а средняя активность около 3 разрядов в минуту. Продолжительность грозы более 4 часов.

Как видно из таблицы 3.2, изложенные особенности развития грозовых явлений в отдельные годы претерпевает некоторые изменения. Анализ распределения числа дней с грозой в зависимости от синоптических ситуаций показывает, что во всех районах рассматриваемой территории преобладают грозы, связанные с фронтальными разделами. Указанные особенности развития гроз характерны и для других регионов страны, в частности, для Прибайкалья, Казахстана, Украины [46,78,79]. Однако в отличие от этих регионов на Северном Кавказе циклоны, перемещающиеся с юга, очень редки. Большинство гроз на Северном Кавказе наблюдается при прохождении холодных фронтов, и для отдельных районов рассматриваемого региона они составляют до 90 % общего числа гроз. Наиболее интенсивные грозы имеют место при выпадении града.

Таблица 3.2

Повторяемость гроз в связи с типами циркуляции атмосферы

З				С-З				С				В, С-В				ВМ				Ю			
Д	Т	$N_c$	$N_m$	Д	Т	$N_c$	$N_m$	Д	Т	$N_c$	$N_m$	Д	Т	$N_c$	$N_m$	Д	Т	$N_c$	$N_m$	Д	Т	$N_c$	$N_m$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
1981-й год																							
15,6	130	-	-	3,7	250	2,4	12	4,7	180	0,4	2	26,6	250	8,7	17	8,6	50						
23,6	170	-	-	23,7	85	0,9	2	5,7	250	2,1	7	7,7	105	6,7	23	20,6	220	6,9	26				
27,6	540	1,8	4	24,8	86	1,9	3	13,7	75	1,5	4	1,8	100	3,2	10	24,6	60	1	2				
8,7	120	2,3	11					7,8	660	-	-	6,8	240	5,2	20	1,7	127	2,8	7				
9,7	125	3,2	11					9,8	60	-	-	8,8	325	2,0	4	12,8	270	5,8	14				
18,7	540	2,4	3					13,8	50	-	-												
24,7	123	2,4	9					14,8	320	3,1	8												
23,8	170	2,6	59					7,6	116	2	6												
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
1982-й год																							
6,7	300	0,5	2	31,5	240	5,3	23	11,6	160	12,3	33	14,7	240	1,7	9	1,7	120	1,75	3	29,7	60	0,5	1
25,8	150	1	2	7,6	210	3,0	12	17,7	40	1,1	2					25,7	120	1,4	4				
				8,6	150	3,4	10	21,7	120	1,7	5												
				26,6	270	1,0	3																
				27,6	90	0,8	2																
				4,7	35	2,3	4																
				30,7	105	1,9	4																
				31,7	120	0,8	2																
				1,8	55	0,5	2																
				12,8	100	2,1	3																

1983-й год																							
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
7,6	275	1,1	4	3,6	50	1,9	8	14,6	120	3,2	8					20,5	300	3,4	15				
21,6	375	2,3	18	6,6	250	0	0	15,6	360	6,3	25					25,5	435	3,0	11				
				19,6	630	18,7	96									2,6	315	8,7	35				
				20,6	390	17,8	60									3,7	330	8,2	30				
				22,6	280	1,8	7									5,7	470	1,6	9				
				10,7	250	8,1	20																
				11,7	210	16,2	48																
				12,7	525	7,0	24																
				14,7	390	2,8	18																

Обозначения: з – западные циклоны; с-з – северо-западные циклоны; с – северные циклоны, , в, с-в – восточные и северо-восточные циклоны, вл – внутримассовые процессы; ю – южные циклоны; т – продолжительность грозы (мин),

$N_c$  – средняя активность грозы (молн. разряд·мин<sup>-1</sup>),  $N_m$  – максимальная активность грозы (молн. разряд·мин<sup>-1</sup>),

д – дата (число, месяц)

Однако град выпадает значительно реже, примерно в 25% случаев [80]. По результатам исследований условий образования конвективных облаков получено, что возникновению гроз способствуют:

1. Восходящие движения воздуха, благодаря которым влажный воздух переносится с нижних слоев атмосферы в более высокие, влага в них конденсируется, и облачные частицы вырастают до крупных размеров.

2. Высокая удельная влажность в приземном слое и на высотах при большой термической неустойчивости воздуха.

3. Достаточно высокий уровень расположения максимума неустойчивости, при котором повышенная водность приводится на область отрицательных температур, где происходит наиболее интенсивный рост облачных частиц.

4. Большая вертикальная протяженность образующегося облака.

5. Небольшой дефицит влажности в слое вовлечения (800-500 мб).

6. Вертикальный градиент горизонтального ветра с высотой не должен быть очень большим, чтобы исключалась возможность сноса вершины развивающихся облаков.

7. Синоптическая ситуация, обеспечивающая трансформацию перечисленных параметров в сторону увеличения вероятности грозы. В настоящее время на основе этих условий развития облачности разработаны методы прогноза грозы с достаточно высокой оправдываемостью (около 90 %) [81-83]. Результаты проверки прогноза показали высокую оправдываемость методов для Северного Кавказа..

Указанные условия на территории Северного Кавказа реализуются неравномерно и как следствие имеют место региональные особенности повторяемости гроз. Нами построена карта повторяемости числа дней с грозой для рассматриваемого региона (рис.3.1). Изолинии на карте среднего годового числа дней с грозой проводилась через два дня с грозой, что обосновано статистической надежностью средней величины по критерию Стьюдента:

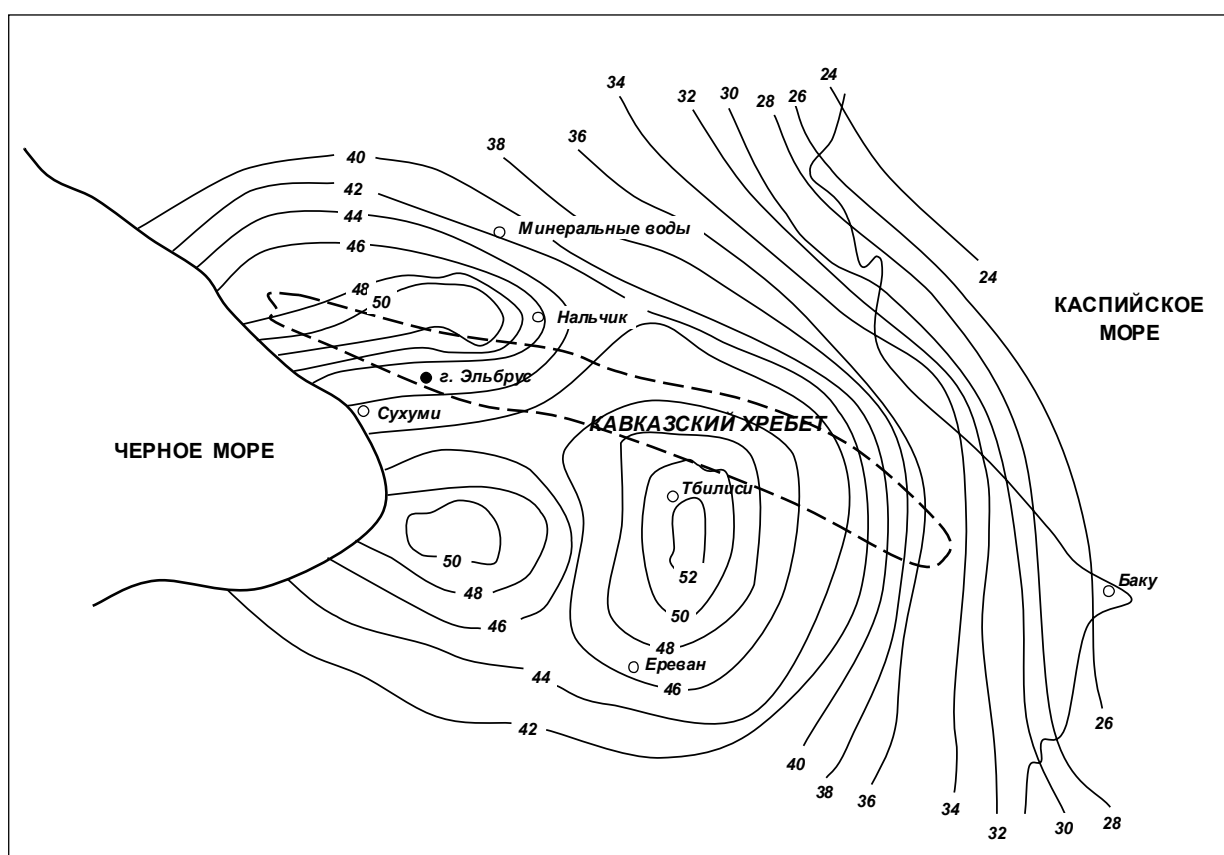
$$t - t(P) \frac{\sigma}{\sqrt{n}} < N_T < T + t(P) \frac{\sigma}{\sqrt{n}}, \quad (3.1)$$

где  $t(P)$  - распределение Стьюдента для доверительной вероятности  $P$ ,  $T$  - среднее годовое число дней с грозой за период  $n$  лет,  $\sigma$  - среднее квадратичное отклонение числа дней с грозой.

Для доверительной вероятности  $P = 99\%$  и величины, приведенной в табл.3.1  $1 < \sigma < 3$ , получим, что

$$1 < t(P) \frac{\sigma}{\sqrt{n}} < 2. \quad (3.2)$$

Следовательно, с достоверностью 99% разброс числа дней с грозой не будет превышать 2 дней. Более грубое картирование не позволило бы выявить региональные особенности повторяемости гроз.



**Рис.3.1.**

Распределение среднего годового числа дней с грозой по Северному Кавказу.

Анализ карты повторяемости числа дней с грозой показал, что на территории Северного Кавказа имеются относительно мелкомасштабные районы (очаги) повышенной грозовой активности и области с малым числом грозовых дней. Наиболее грозоактивными районами являются предгорья Эльбруса (до 40 дней с грозой), а также Краснодарский край (до 30 дней). Менее грозовые зоны - восточные районы Дагестанской АССР (около 20 дней), северо-восточные районы Ставропольского края (18 дней).

### **3.2. Исследование импульсных и временных характеристик радиоизлучения грозовых облаков при естественном их развитии в УКВ радиодиапазоне**

Исследование условий возникновения электрической активности конвективных облаков являются особо важными для разработки способа активного воздействия на грозу и эффективного решения задач по молниезащите. Эти исследования выполнены на основе регистраций характеристик электромагнитного излучения (ЭМИ) в УКВ радиодиапазоне и параметров радиоэха облаков [71,72,84,85].

Регистрация излучения гроз в УКВ диапазоне с помощью РЛС типа П-15 позволяет исследовать разрядные явления в отдельных облачных конвективных ячейках при наличии над районами работ большого числа грозовых очагов. Для автоматизации процесса исследования коротких по длительности и случайных во времени атмосферных разрядов нами был использован анализатор ЭМИ [70], подключаемый к выходу радиоприемника РЛС и позволяющий измерять в непрерывном режиме работы в течение 10 часов следующие параметры: порядковый номер пакета импульсов ЭМИ и время его регистрации, длительность пакета и число импульсов в нем. Измеритель эксплуатировался, как показано в главе 2, совместно с высокочувствительным ( $5 \cdot 10^{-14}$  Вт) радиоприемником РЛС П-15 на частотах

830 мГц с шириной полосы пропускания 800 кГц, диаграмма направленности антенны которого в горизонтальной плоскости составляла  $4^\circ$ . Синхронно с ЭМИ регистрировались характеристики эхо-сигналов от каналов молнии (время существования радиоэха и его геометрические размеры), а также анализировалась динамика развития отдельных конвективных ячеек и облачных систем в целом путем построения временного хода их следующих радиолокационных характеристик:

- высоты радиоэха;
- высоты максимума радиолокационной отражаемости;
- местоположения изолиний радиолокационной отражаемости;
- значения величины максимума радиолокационной отражаемости.

Большинство грозовых облаков на Северном Кавказе развиваются пульсационно. Пространственный и временной масштабы импульсов развития меняются от 1 до 3 ч.

Для районов Северного Кавказа наиболее типичным является процесс развития многоячейковых облаков. Средняя скорость роста зон радиоэха грозовых облаков в исследуемых районах составила 1,5...5 м/с. Выполненные нами исследования показали, что от грозового облака регистрируется ЭМИ различной длительности в зависимости от стадии и тенденции его развития.

Оказалось, что от каналов разрядных явлений, длительность ЭМИ которых менее 20 мс, как правило, не фиксируются эхо-сигналы радиолокатором типа П-12. Поэтому считалось, что разряды с длительностью ЭМИ менее 20 мс с определенной степенью точности обуславливались мелкомасштабными разрядными процессами, более 20 мс - молниевыми разрядами, т.е. завершенными разрядами между основными зарядами в облаке или между облаком и землей. Дополнительно адекватность ЭМИ длительностью более 20 мс молниям подтверждалась регистрацией отраженного радиолокационного сигнала от ионизированного канала на частоте 160 мГц РЛС типа П-12. При этом одновременно определялась

дальность до вспышки молнии радиолокационными станциями МРЛ-2П и П-12.

С развитием грозового облака параметры ЭМИ молниевых разрядов значительно изменяются. Показателем такого изменения является появление в распределении импульсов по длительности  $\tau$  двух достаточно хорошо выраженных максимумов, достигаемых через 10...16 минут после начала грозы при  $\tau_1 = 4$  мс и  $\tau_2 = 110$  мс соответственно. Второй максимум выражен значительно слабее первого. Время появления второго максимума зависит от характера развития облака, оно уменьшается с увеличением радиолокационных параметров облака (отражаемость, высота максимума изоэхо и т.д.). Появление второго максимума совпадает по времени с возникновением ионизированных каналов, распознаваемых с помощью РЛС на длинах волн 1...2 м.

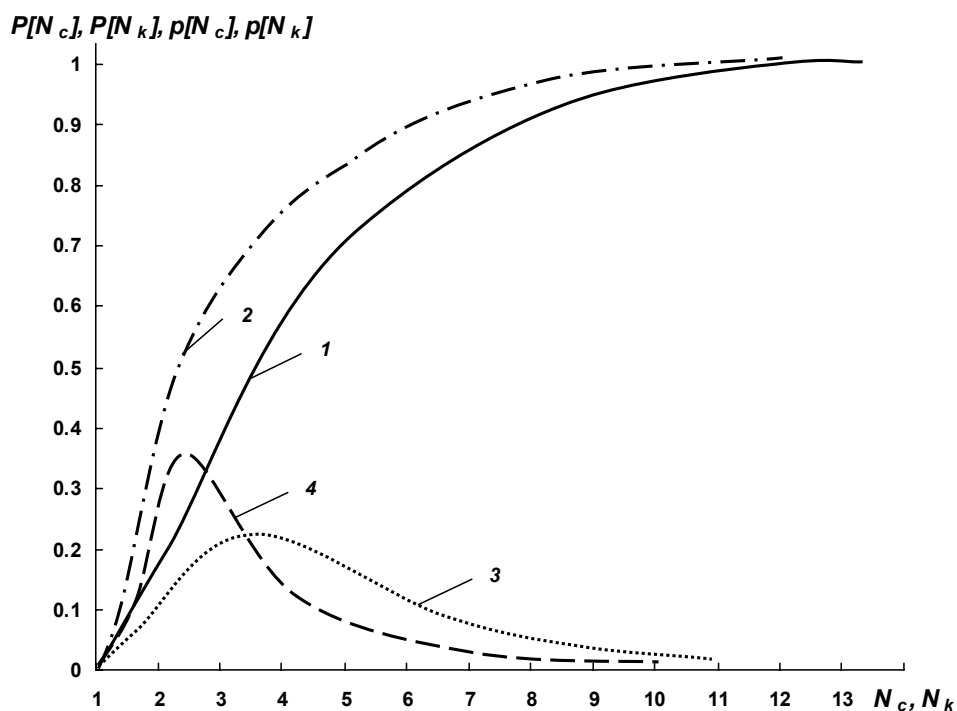
Анализ осциллограмм пакетов радиоизлучения разрядных явлений в облаках показал, что они представляют собой последовательность серий, состоящих из импульсов длительностью более 6...10 мкс. На рис. 3.2. приведены интегральное распределение и плотность распределения числа компонентов во вспышке молнии, хорошо согласующиеся с имеющимися в литературных источниках [50], что подтверждает возможность непрерывного контроля по СВЧ излучению временных и импульсных характеристик различных стадий молний из отдельной конвективной ячейки. Больше всего зафиксировано двухкомпонентных разрядов, 95% разрядов содержит не более 7 компонентов. Максимально измеренное число компонентов во вспышке молнии составило 16.

В таблице 3.3 приведены значения процентиля 95% для длительности вспышек молний с разным числом компонентов.

**Таблица 3.3**

Число компонентов	1	2	3	4	5	6
Интервал, мс	100-150	150-200	300-350	400-450	500-550	600-650





**Рис.3.2.**

Интегральные распределения (1,2) и плотности распределения (3,4): 1,3- числа серий  $N_c$  в пакете импульсов радиоизлучений молний; 2,4 – числа компонентов  $N_k$  во вспышке молнии – объемы выборок 108 и 3405 случаев соответственно.

При анализе распределений повторяемости длительности интервалов между компонентами во вспышке молнии (рис.3.3) оказалось, что характер распределений между первыми и последующими компонентами остается постоянным. Поэтому распределение строилось для интервалов между всеми компонентами во всех вспышках. Их оказалось 4937.

Параметры распределения имеют следующие значения: мода – 20 - 30 мс, медиана - 52,5 мс, среднее значение -57,1 мс, процентиль -95% - 108 мс. Распределение аппроксимируется экспоненциальной функцией. В дифференциальной форме она имеет вид:

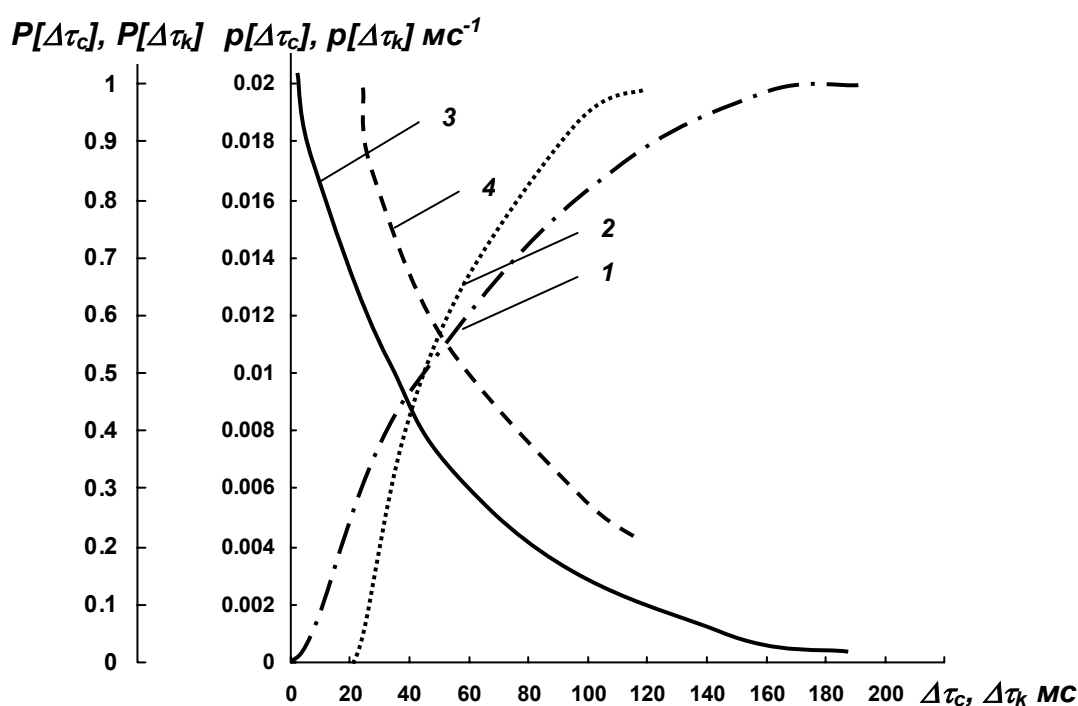
$$f(\Delta t) = a e^{-\frac{\Delta t}{b}}, \quad (3.3)$$

где  $b= 53,73$  мс,  $a = 0,018$ .

В интегральной форме:

$$F(\Delta t) = 1 - e^{-\frac{\Delta t}{b}}. \quad (3.4)$$

Полученные параметры ЭМИ облаков и характеристики разрядной деятельности отражают пространственно-временное распределение заряда в облаке, и, следовательно, полученные результаты могут быть полезны для понимания особенностей грозовых процессов при различных синоптических условиях.



**Рис.3.3.**

Интегральные распределения (1,2) и плотности распределения (3,4): 1,3 – распределения временных интервалов  $\Delta\tau_c$  – между сериями импульсов, ограниченных максимальным значением 1 с; 2,4 – распределения временных интервалов  $\Delta\tau_k$  между соседними возвратными ударами во вспышке молнии.

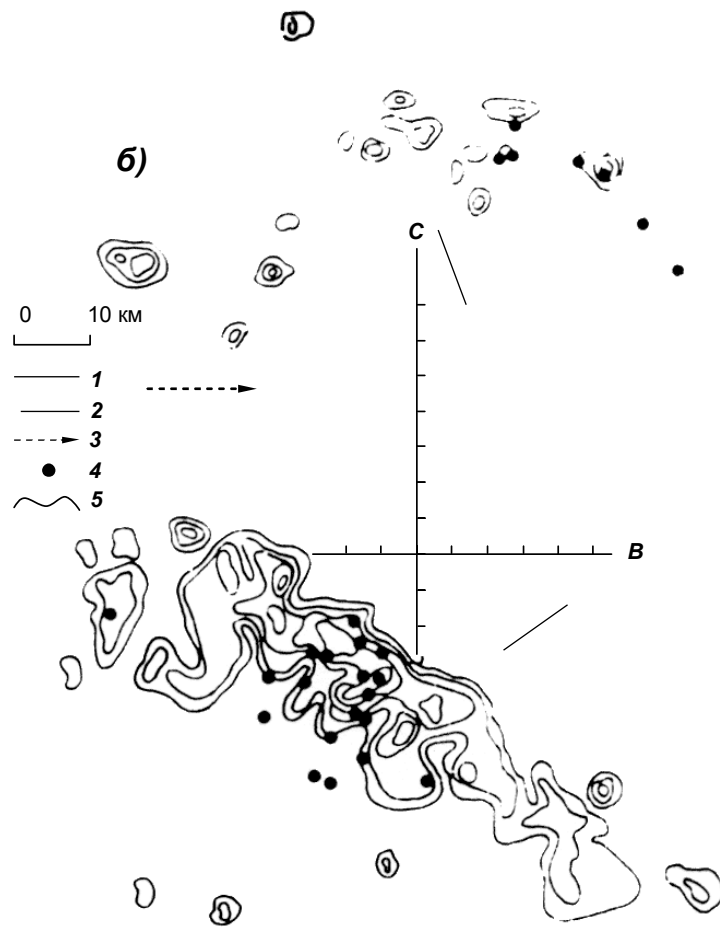
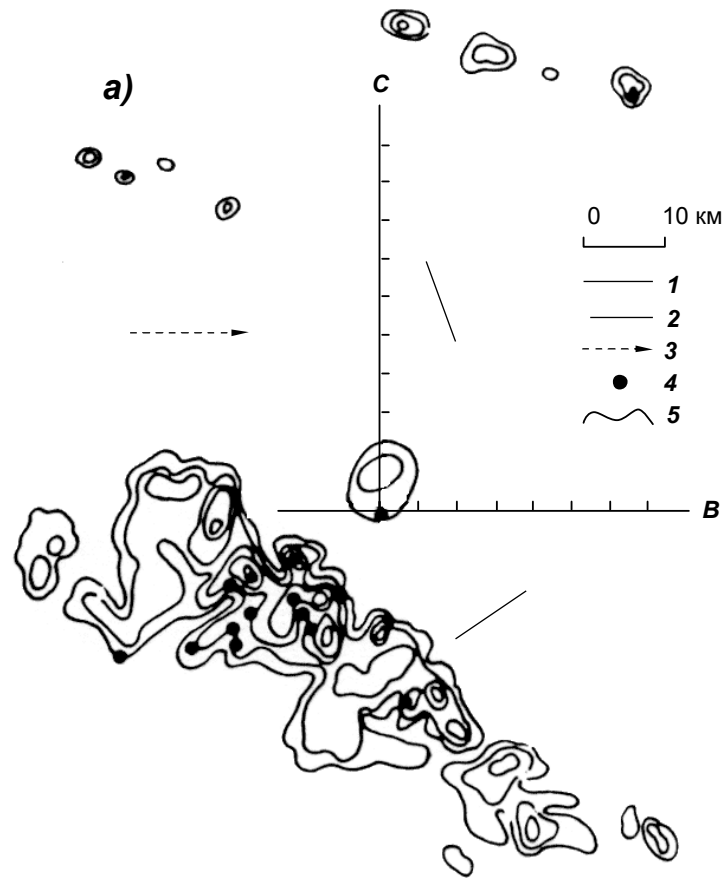
### 3.3. Исследование радиотехническими средствами грозовых явлений в облаках

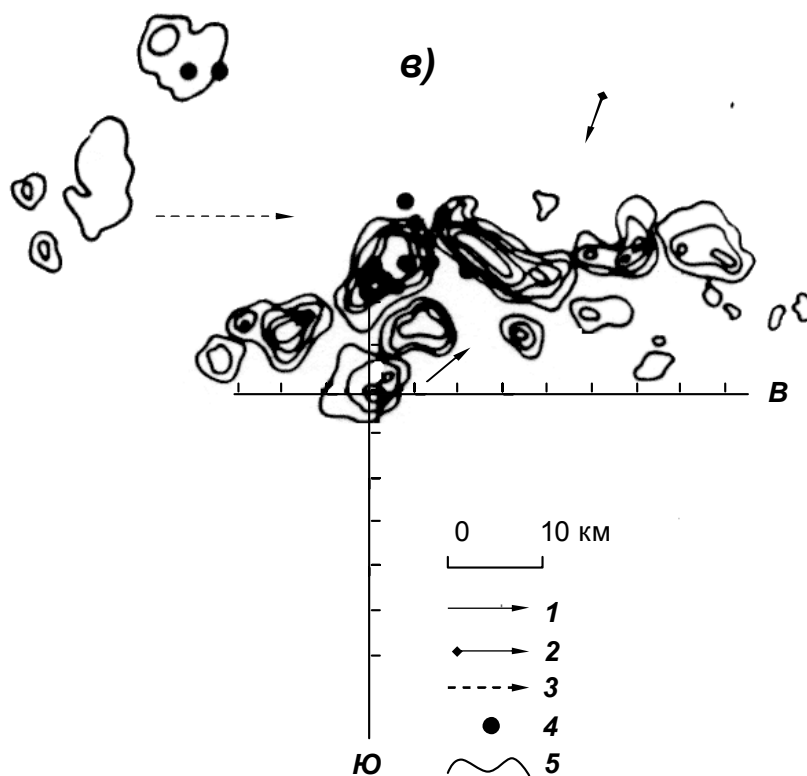
Для того, чтобы лучше связать результаты наблюдений за образованием и развитием конвективных облаков с данными грозоразрядной деятельности, последние были наложены на фотографии радиоэхо облаков.

Анализ плотности распределения, наложенных на изображение радиоэхо облаков и осадков точек координат молниевых разрядов (МР) на землю, определенных с помощью радиотехнических средств показал, что в одноячейковых облаках отмечаются, случайным образом возникающие редкие МР. Пример такого наложения приведен на рис.3.4. В многоячейковых облаках в зрелых конвективных ячейке можно выделить центр грозового очага, смещенный вправо и в тыл от максимума радиоэхо. Исследования показали, что каналы молний развиваются предпочтительно вне областей высокой радиолокационной отражаемости. Во-первых, это может быть связано с затруднением в развитии молниевых разрядов в облачной среде с большими водностью и плотностью гидрометеоров, во-вторых, область максимальной радиолокационной отражаемости может не совпадать с зоной осадков наибольшей интенсивности, так как высокие значения отражаемости могут наблюдаться за счет очень малого количества градин больших размеров.

Таким образом, вопрос о связи осадков с генерацией грозового заряда остается открытым. Основное количество (95%) точек МР заключено внутри изолинии радиолокационной отражаемости  $1 \text{ мм}^6/\text{м}^3$

Между изолиниями радиолокационной отражаемости, измеряемой на длине волны 3,2 см, соответственно равными  $10^{-7}$  и  $10^{-11} \text{ см}^{-1}$ , а наибольшее их число (50 %) приходится на поле отражаемости, ограниченное изолиниями  $10^{-8}$  и  $10^{-10} \text{ см}^{-1}$ . Была сделана попытка найти корреляционную связь между объемом облачной среды внутри изоповерхности радиоэхо  $1 \frac{\text{дБ}}{\text{дБ}}-3$  и частотой грозовых разрядов. Значение коэффициента корреляции оказалось





**Рис. 3.4.**

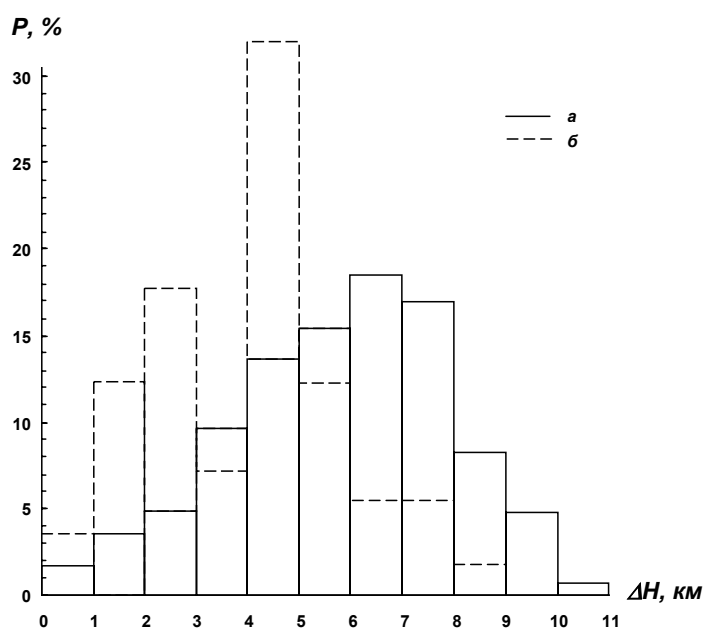
Последовательно смещенные изображения радиоэхо облаков с экрана ИКО и молниевых разрядов, полученных радиотехническими средствами (П-15, П-12, АГПД) с 13 ч. 30 мин. по 14 ч. 10 мин (а), с 14 ч 10 мин по 14 ч по 30 мин (б) и с 16 ч 30 мин по 16 ч 53 мин (в).

*Обозначения: 1 – направление воздушного потока; 2 – направление движения фронта окклюзии, 3 – направление движения холодного фронта, 4 – место возникновения молниевых разрядов, 5 – контуры облака при затухании 0 дБ. Внутренние изолинии соответственно получены при затухании 12, 24, 36, 48 дБ.*

равным 0,4 с доверительным интервалом  $0,2 \div 0,6$ . А величина объема радиоэхо и интенсивности радиоизлучения грозовых облаков вообще оказались независимыми. Слабую корреляцию можно объяснить тем, что одинаковый объем имеют как облака с наибольшими высотами и большими поперечными размерами, например, слоисто-дождевые, так и высокие конвективные ячейки с небольшими площадями оснований. Наибольшее

значение коэффициента 0,73 с доверительным интервалом  $0,67 \div 0,77$  получилась при отыскании корреляционной связи между максимальной частотой грозных разрядов и произведением объема облачной ячейки на отношение переохлажденной части к теплой области облака.

На рис.3.5 представлена гистограмма повторяемости максимальных размеров переохлажденных частей  $\Delta H$  радиоэхо облачных ячеек, в которых наблюдались молниевые разряды. Значение  $\Delta H_f$  определялось как разность между высотой верхней границы радиоэхо облаков и высотой уровня нулевой изотермы, определяемых с помощью РЛС и по данным радиозондирования атмосферы. Мы получили ассиметричное одномодальное распределение. Модальное значение  $\Delta H$  приходится на интервал 6-7 км (19 %). В 50 % случаев переохлажденные части имеют размеры от 6 до 11 км.



**Рис.3.5.**

Гистограмма повторяемости максимальных размеров переохлажденных частей  $\Delta H_n$ , в которых наблюдаются молниевые разряды.

*а – грозовые облака; б – градовые облака.*

Среднее значение  $\Delta H$  равно 6,3 км. Вид гистограммы подтверждает тот факт, что грозовые явления в облаках умеренных широт возникают при

наличии в них достаточно больших высот переохлажденных частей. Наиболее вероятно возникновение гроз в облаках, вершины которых достигли температуры - 40°C.

Впервые, по сравнению с ранее проводимыми исследованиями, в которых измерялись характеристики грозовых облаков в целом, на основе большого экспериментального материала нами построены статистические распределения повторяемости длительности существования грозовых явлений  $T$ , максимальной частоты возникновения молний  $F_M$  и общего числа грозовых разрядов  $N$ , генерируемых за время жизни индивидуальных конвективных ячеек для всех типов облачных процессов. Характеристики распределений приведены в таблице 3.4.

**Таблица 3.4**

*Характеристики распределений  $T$ ,  $N$ ,  $F_M$ .*

№№ пп	Пара- метр	Число регист- раций	Меди- ана	Макси- мум	Мода	Матем. ожида- ние	Стандар- тное отклонен- ие	Проценты 95%
1	$T$ , мин	459	28	221	18	34	24	80
2	$N$ молний	439	80	7913	25	242	522	1150
3	$F_{M\text{мин}}^{-1}$	452	7	96	3	12	14	42

По 400 случаям получены распределения вероятности  $T$ ,  $N$  и  $F_M$  естественно эволюционирующих облачных ячеек. Найдены их аппроксимации теоретическими законами распределения.

$T$  – логарифмически - нормальное распределение,  $F_M$  - экспонентное распределение,  $N$  - распределение Пирсона III типа. Плотности распределений вышеперечисленных характеристик грозовой деятельности имеют следующий вид:

$$\begin{aligned}
 f(T) &= 0,63T_0 / T_{\text{exp}} (\ln T / T_0 - 3.31)^2, \\
 f(F_M) &= 0.082 \exp(-0.082F_M / F_0), \\
 f(N) &= 0.033(N + 17)^{-0.58} \exp[-2 \cdot 10^{-3}(N + 17)],
 \end{aligned}
 \tag{3.5}$$

где  $T$  измеряется в мин,  $F_M$  - в мин<sup>-1</sup>,  $T_0 = 1$  мин,  $F_0 = 1$  мин<sup>-1</sup>.

Получены уравнения регрессии, связывающие длительность грозы, максимальную частоту молний и общее число грозовых разрядов, генерируемых при жизни облачных ячеек в виде:

$$\begin{aligned} N &= 12,88T && -185.5 \\ F_M &= 0.336T && -0.167 \end{aligned} \quad (3.6)$$

$$\begin{aligned} F_M &= 0.0274N && +4.4 \\ T &= 0.0365N && +22.98 \\ T &= 0.965F_M && +20.8 \end{aligned} \quad (3.7)$$

$$N = 27.75F_M \quad -72.28$$

При нахождении зависимостей (3.6) и (3.7) предполагалось, что переменные отличны от нуля.

Исследована степень зависимости  $T$ ,  $N$  и  $F$  между собой. Коэффициенты линейной корреляции указанных характеристик, определяемые выражениями (3.6) и (3.7) составляют 0,686, 0,57 и 0,873, соответственно.

Электрическое состояние облаков тесно связано с образованием и выпадением жидких и твердых осадков. Наибольшая электризация облаков достигается при возникновении твердой фазы, приводящей как к усилению заряжения отдельных частиц, так и к расширению спектра их размеров и интенсивности процесса пространственного разделения разноименно заряженных объемов облака.

### **3.4. Результаты исследования радиолокационно-осциллографическим методом электромагнитных полей молниевых разрядов**

За весь период исследования были получены осциллограммы импульсов напряженностей электрического  $E$  и магнитного  $H$  полей 289 наземных и 64 междуоблачных разрядов, произошедших на расстояниях 10-200 км от пункта регистрации. Максимальные зарегистрированные значения величин  $E$  для междуоблачных, а также переносящих на землю



отрицательный и положительный заряды молниевых разрядов равны 22 В/м (расстояние до ионизированного канала 17 км), 70 В/м (20 км) и 105 В/м (17 км), соответственно и значения величин  $H$  - 0,014 А/м (35 км), 0,09 А/м Э25-28 км) и 0,052 А/м (20 км), соответственно.

Важными параметрами при определении вероятности поражения молниями, для разработки эффективных средств молниезащиты различных народнохозяйственных объектов являются величина тока, протекающего в канале разряда, времени его существования и нарастания до максимального значения.

По результатам измерения напряженности электрического поля  $E(D,t)$  на основе упрощенной модели главного разряда можно с определенной степенью точности рассчитывать эти параметры, что в свою очередь позволяет за короткий срок собрать достаточное для статистического анализа количество экспериментальных материалов.

Согласно [6] вертикальная составляющая напряженности электрического поля  $E$  главного разряда у поверхности земли, аппроксимированной плоскостью с бесконечной проводимостью, в момент времени  $t$  на расстоянии  $D$  от канала молнии, имеющего вид прямой вертикальной линии, по которой распространяется волна тока  $i(z,t)$ , может быть вычислена по формуле

$$E_z(D,t) = \frac{1}{2\pi\epsilon\epsilon_0} \left[ \int_0^H \frac{2-3\sin^2\theta}{R^3} \left( \int_0^t i\left(z, t - \frac{R}{C}\right) d\tau \right) dz + \right. \\ \left. + \int_0^H \frac{2-3\sin^2\theta}{cR^2} i\left(z, t - \frac{R}{C}\right) dz - \int_0^H \frac{\sin^2\theta}{c^2R} \frac{\partial i(z, t - R/C)}{\partial t} dz \right], \quad (3.8)$$

где  $H$  - вертикальная протяженность канала молнии,  $\epsilon_0$  - диэлектрическая проницаемость свободного пространства,  $c$  - скорость света. Простейшей моделью главного разряда молнии может служить линия без затухания, по которой с постоянной скоростью  $v$  распространяется волна тока заданной формы

$$i(z, t) = i(t - z / v). \quad (3.9)$$

В [6] для такой модели показано, что радиационная составляющая  $E$  повторяет по форме импульс тока в канале. При  $D \gg H$  в случае  $t < \frac{H}{v} + \frac{D}{C}$

$$E_z(D, t) = \frac{v}{2\pi\epsilon_0 c^2 D} i\left(t - \frac{D}{C}\right). \quad (3.10)$$

В [89] приведены результаты расчетов по формуле (3.8) и форма импульса тока в основании канала молнии. При этом принято, что высота канала  $H$  равна 4,8 км, скорость распространения волны тока  $v$  постоянная по всей длине канала и равна  $8 \cdot 10^7$  м/с. Оказалось, что фронт импульса  $E_z$  соответствует фронту импульса тока для всех расстояний, кроме расстояния 1 км. Отсюда следует, что определение величины тока молнии по регистрации изменения напряженности электрического поля по формуле (3.9) справедливо в течение возрастания импульса  $E_z$ . Аналогичные рассуждения распространяются и на определение величины тока по регистрации изменения напряженности магнитного поля.

По измеренным значениям длительности фронта импульса и длительности импульса напряженности ЭМП молний нами рассчитаны значения активной ширины  $\Delta F_A$  его амплитудно-частотного спектра для 250 событий. Величины  $\Delta F_A$  оценивались по формуле [239/

$$\Delta F_A = V \frac{1}{\tau_u},$$

где  $V$  – функция от соотношения,  $\tau_\phi / \tau_u$  ( $0,5 < V < 2$ )..

При этом длительность фронта импульса  $\tau_\phi$  определяется временем нарастания сигнала от 0,1 до 0,9 его амплитудного значения  $A$ , а длительность импульса  $\tau_u$  определяется на уровне 0,5  $A$ .

Оказалось, что величина  $\Delta F_A$  лежит в пределах 5,5 – 2,8 кГц с медианным значением 76 кГц. Модальное значение  $\Delta F_A$  приходится на 50 кГц. Математическое ожидание  $\Delta F_A$  равняется 87,2 кГц со стандартным

отклонением 51,1 кГц. В 95 % случаев величина  $\Delta F_A$  не выходит за пределы 187 кГц.

Полученные экспериментальные данные по импульсам напряженности  $E_z$  были использованы для оценки значений параметров импульсов токов в каналах наземных молний по формуле (3.9) при допущении, что скорость распространения головки главного разряда постоянна по всей длине его канала и равна  $1,5 \cdot 10^8$  м/с, и радиационная составляющая  $E$  повторяет по форме импульс тока в канале в течение длительности фронта импульса напряженности ЭМП. По результатам этих оценок построены статистические распределения повторяемости времени  $\tau$  достижения амплитуды тока, амплитуды  $J_m$  и крутизны  $A$  фронта тока первых компонентов отрицательных и положительных наземных разрядов молний, произошедших на расстоянии до 100 км от пункта регистрации. Характеристики этих распределений приведены в табл.3.5

Обработка осциллограмм импульсов  $E$  270 наземных разрядов показала, что в 13 % случаев молниями переносился на землю положительный заряд. Однако, для положительных разрядов, как следует из табл.3.5, значения параметров импульсов тока в каналах молний обычно превышают соответствующие значения для отрицательных разрядов.

Исключение составляет параметр  $A$ , который вследствие большой длительности фронта положительных импульсов меньше, чем в отрицательных разрядах.

Для построенных по достаточно большому количеству измерений статистических распределений повторяемости импульсов тока первых компонентов разрядов молний, переносящих на землю отрицательный заряд, с помощью метода моментов были найдены аппроксимации теоретическими законами распределения. Во всех трех случаях, как показала проверка по критерию согласия  $\chi^2$ , оптимальным для описания оказалось гамма-распределение.

**Таблица 3.5**

*Характеристики распределений повторяемости величин времени  $\tau$  достижения амплитуды тока, амплитуды  $J_m$  и крутизны  $A$  фронта тока первых компонентов наземных разрядов молний.*

Параметр	Знак разряда	Число регистраций	Минимум	Медиана	Максимум	Мода	Математическое ожидание	Стандартное отклонение	Процентиль
$\tau$ , мкс	-	166	0,4	2,0	10,4	1,5	2,5	2,0	7,2
$\tau$ , мкс	+	29	1,0	3,2	11,5	1,5	4,1	2,6	9,3
$J_m$ , кА	-	231	3,0	16,6	68,3	15,0	18,6	12,0	43,7
$J_m$ , кА	+	42	7,5	18,6	89,3	5,0	26,7	19,5	69,5
$A$ , кА/мкс	-	168	0,5	6,3	55,0	3,0	9,3	8,1	24,0
$A$ , кА/мкс	+	30	1,5	6,0	24,7	3,0	8,1	6,6	20,6

Вероятности распределений  $\tau$ ,  $J_m$  и  $A$  имеют соответственно следующий вид:

$$\begin{aligned}
 f(\tau) &= 0.5(\tau / \tau_0)^{0.5} e^{-0.6(\tau / \tau_0)} \\
 f(J_m) &= 0.006(J_m / J_0)^{1.4} e^{-0.13(J_m / J_0)} \\
 f(A) &= 0.07(A / A_0)^{0.43} e^{-0.16(A / A_0)},
 \end{aligned}
 \tag{3.11}$$

где  $\tau_0 = 1$  мкс,  $J_0 = 1$  кА,  $A_0 = 1$  кА/мкс

Рассчитанные по нашим данным величины амплитуды тока лежат в пределах границ вариаций  $J_m$ , полученных другими исследователями [86], по измерениям которых среднее значение амплитуды тока в канале молнии на уровне земли изменяется от 16 до 35 кА. Однако, нет и полного совпадения кривых распределений, что, по-видимому, связано, во-первых, с индивидуальными особенностями характеристик молний в районах с различными орографией и широтой, и подтверждает необходимость исследований параметров молний для конкретных местностей, на которых будут осуществляться мероприятия по защите народнохозяйственных объектов, а, во-вторых, с особенностями регистрации различными методами,

экспериментальные выборки, полученные методами осциллографирования, магнитозаписи и антенно-оптическим методом (здесь расстояние до разряда определяется по регистрации светового излучения), а, следовательно, и построенные по ним вероятностные распределения будут отличаться от выборок и, соответственно, распределений, полученных антенно-радиолокационным методом. В последнем случае информация будет собираться с гораздо большей по площади территории, и хотя, с одной стороны, её качество будет хуже по сравнению с информацией, получаемой более точным методом, но, с другой стороны, меньше будет пропусков и избирательности в сторону возрастания величин параметров при регистрации произошедших на исследуемой территории разрядов молний. Следует подчеркнуть, что наиболее достоверная информация может быть собрана, когда данные, полученные различными методами, будут дополнять друг друга.

Рассчитанные по нашим данным величины длительности фронта и крутизны тока отрицательных разрядов молний также лежат в пределах границ вариаций, найденных Бергером [87] методом прямого осциллографирования и составляющих для  $\tau$  2-10 мкс, для  $A$  1-50 кА/мкс. Значения средних величин  $\tau$  и  $A$  у нас получились несколько ниже, чем у Бергера (у него математические ожидания  $\tau$  и  $A$  равны 5,5 мкс и 16 кА/мкс, соответственно), что объясняется теми же причинами, как и при регистрации амплитуды тока молний. Параметры распределения крутизны тока положительных разрядов молний имеют хорошее соответствие с параметрами распределения, взятого из [87].

### **3.5. Применение радиотехнических средств для оценки электрических зарядов, нейтрализуемых молниями**

По результатам регистрации радиотехническими средствами разрядных явлений было установлено, что продолжительность грозовой активности

индивидуальной облачной конвективной ячейки в среднем равняется 34 мин со стандартным отклонением 24 мин. Ее медианное значение составляет 28 мин, модальное 18 мин. Максимальная продолжительность существования грозы была зарегистрирована в суперъячейковом облаке и равнялась 3 ч 41 мин. В среднем за время жизни конвективной облачной ячейки в ней регистрируется 242 молниевых разряда со стандартным отклонением 522. В 50 % случаев число молниевых разрядов, генерируемых одной ячейкой, не превышает 80, а в большинстве случаев их число оказывается равным 25. Максимальное число разрядов (7913) было отмечено в суперъячейковом облаке. Соотношение молний типа облако-земля и всех грозовых разрядов для района проводимых нами работ составляет 1:5 [72].

Среднестатистическая конвективная облачная грозовая ячейка при характерных поперечных и продольных разрезах 10 и 20 км, соответственно, генерирует 50 молниевых разрядов типа земля-облако и под влиянием горизонтального ветра в атмосфере перемещается на расстояние до 20 км. По нашим исследованиям 95 % ударов молний в землю регистрируется внутри контура, очерченного вокруг облачной ячейки на удалении 10 км от ее границ. Поэтому за поперечный размер зоны возможного поражения молниями приняты величины – 30 км, за продольный – 60 км. За время существования ячейки поражается территория площадью 1800 км со средней плотностью 0,03 разряда на 1 км. Следует отметить, что за один день на территории радиусом 100 км может возникать до 20 грозовых ячеек. При развитии особо мощных грозоградовых суперъячейковых процессов площадь грозопоражаемой территории для одной ячейки достигает 15000 км<sup>2</sup> со средней плотностью 0,1 разряд на 1 км.

По этим данным, а также результатам регистрации изменения электрического поля разрядом молнии и расстоянием до нее представляется возможным оценить количество электричества, нейтрализуемое во время жизни облака.

На основе упрощенной модели по результатам измерений у земли

напряженности электрического поля  $E(t)$  с определенной степенью точности можно рассчитать величину заряда, переносимого в канале молнии импульсом максимального тока. Для этого нами было использовано уравнение, взятое из [6]

$$E(t) = \frac{M}{4\pi\epsilon_0 D^3} \frac{dM}{dt} \frac{d^2 M}{dt^2}, \quad (3.11)$$

где  $c$  – скорость света,  $\epsilon_0$  – диэлектрическая проницаемость воздуха,  $D$  – расстояние от наблюдателя до источника,  $t$  – время,  $M$  – дипольный момент, обусловленный облачным зарядом  $Q$  его изображением относительно поверхности земли

$$M = 2QH, \quad (3.12)$$

где  $H$  – высота заряда над поверхностью земли. Первый член в (3.11) – электростатическая составляющая – убывает с увеличением расстояния до канала молнии до точки наблюдения значительно быстрее, чем другие два члена. В выполненных нами исследованиях электрических характеристик грозовых облаков до источников составляло от 10 до 80 км. На таких расстояниях первым членом в правой части соотношения (3.11) можно пренебречь в виду его малости по сравнению с двумя другими членами. Тогда дифференциальное уравнение (3.11) можно записать следующим образом:

$$\frac{d^2 M}{dt^2} + \frac{cdM}{Ddt} = 4\pi\epsilon_0 c^2 DE(t). \quad (3.13)$$

Огибающая импульса электрического поля, обусловленного импульсом максимального тока, протекающего в канале молнии, в большинстве случаев хорошо описывается аналитическим выражением

$$E(t) = E_0(e^{-\alpha t} - e^{-\beta t}) \quad (3.14)$$

и достигает своего максимального значения в момент времени  $t_\phi$

$$E_m = E_0(e^{-\alpha t_\phi} - e^{-\beta t_\phi}). \quad (3.15)$$

Из условия экстремума функции  $\frac{dE}{dt} = 0$  вытекает, что

$$\alpha e^{-\alpha t_0} = \beta e^{-\beta t_0} \quad (3.16)$$

После подстановки (3.16) в (3.15), получаем

$$E_0 = \frac{E_m}{e^{-\alpha t_0} (1 - \alpha/\beta)}. \quad (3.17)$$

С учетом (3.14) и (3.17) уравнение (3.13) можно переписать, как

$$\frac{d^2 M}{dt^2} + \frac{c}{D} \frac{dM}{dt} = \frac{4\pi\epsilon_0 c^2 D E_m (e^{-\alpha t} - e^{-\beta t})}{e^{-\alpha t_0} (1 - \alpha/\beta)} \quad (3.18)$$

Общее решение уравнения (3.18) при граничных условиях

$$\begin{aligned} t = 0: \quad \frac{dM}{dt} &= 0 \\ t \rightarrow \infty: \quad M &= 0, \end{aligned} \quad (3.19)$$

имеет вид

$$M(t) = \frac{4\pi\epsilon_0 c^2 D E_m}{e^{-\alpha t_0} (1 - \alpha/\beta)} \left[ \frac{1}{\alpha - c/D} \left( \frac{e^{-\alpha t}}{\alpha} - \frac{D e^{\frac{c}{D} t}}{c} \right) - \frac{1}{\beta - c/D} \left( \frac{e^{-\beta t}}{\beta} - \frac{D e^{\frac{c}{D} t}}{c} \right) \right].$$

В начальный момент времени величина облачного заряда  $Q_0$  равняется количеству электричества, которое будет нейтрализовано импульсом максимального тока в главноканальной станции молнии. Исходя из этого соображения, с учетом (3.12) имеем

$$Q_0 = -\frac{2\pi\epsilon_0 c D^2 E_m e^{-\alpha t_0}}{\alpha H}. \quad (3.21)$$

Как следует из [137], выбирая на кривой  $E(t)$  две точки, удаленные от начала координат 0,5-0,7 от всего времени существования импульса, и определяя их координаты  $E_1, t_1$  и  $E_2, t_2$  получаем

$$\alpha = \frac{1}{t_2 - t_1} \ln \frac{E_1}{E_2}. \quad (3.22)$$

Иногда, в силу различных причин трудно определить точные значения  $E_1$  и  $E_2$ . Поэтому, принимая во внимание, что 90 % всех значений  $\beta/\alpha$



находится в интервале от 5 до 10 [49], из (3.16) находим оценку

$$\alpha = (0.255 \dots 0.4) \frac{1}{t_{\delta}} \quad (3.23)$$

В связи с тем, что имеющиеся в наличии радиотехнические средства не позволяли определять точную высоту расположения над землей нейтрализуемого молнией облачного электрического заряда, основываясь на результатах работы [90], в которой показано, что в зоне наибольшей радиолокационной отражаемости облака создается основной отрицательный электрический заряд, в качестве такой высоты использовалась высота максимальной радиолокационной отражаемости. Для молниевых разрядов, переносящих на землю положительный заряд, за источник принималась область радиоэхо облака, расположенная ниже температурного уровня естественной кристаллизации  $-40^{\circ}\text{C}$  и охватывающая наковальню конвективной ячейки, в которую выносятся положительный заряд. За центр заряда, нейтрализуемого облачным разрядом, бралась середина облачного электрического поля, образованного основными электрическими зарядами облака.

Таким образом, измерив с помощью комплекса радиотехнических средств величин  $D$ ,  $E_m$ ,  $t_{\phi}$ ,  $H$  и  $\alpha$  по формуле (3.21) можно оценить количество электричества, нейтрализуемого импульсом максимального тока в главноканальной стадии молнии.

Регистрация быстрых изменений электромагнитных полей, обусловленных молниевыми разрядами, с одновременным определением радиолокаторами дальности от пункта наблюдений до ионизированного канала молнии и параметров радиоэхо облачной конвективной ячейки, которой эта молния генерировалась, проводилась в интервале расстояний от 10 до 80 км. Максимальные и минимальные зарегистрированные значения величины  $E$  для облачных, а также переносящих на землю отрицательный и положительный заряды молний равны 26,1 В/м (расстояние до ионизированного канала 15 км) и 2,2 В/м (45 км), 169,6 В/м (20 км) и 2,8 В/м

(45 км). 104,8 В/м (18 км) и 4,5 В/м (50 км), соответственно. Величины длительности фронта импульса  $E$  для переносящих на землю отрицательный и положительный заряды молний заключены в пределах 0,5-15,4 мкс (медиана - 2,3 мкс) и 1,5÷40 мкс (3,9 мкс), а их математические ожидания равняются 3,0 мкс и 5,9 мкс, соответственно. Результаты расчета зарядов, нейтрализуемых импульсами максимальных токов молний различных типов, на основе выполненных нами измерений, приведены в таблице 3.6.

**Таблица 3.6**

*Величины электрических зарядов  $Q_0$  (Кл), нейтрализуемых первыми импульсами максимального тока в главноканальных стадиях молний.*

Тип разряда	Число регистраций	Минимум	Медиана	Максимум	Мода	Математ. ожидание	Стандартное отклонение	Процентиль
Облачные разряды	52	0,07	0,6	7,88	0,3	1,24	1,5	4,2
Разряды на землю: Положительные Отрицательные	33	0,07	0,8	17,4	0,35	2,39	4,0	9,2
	162	0,05	0,5	8,85	0,15	1,0	1,3	2,4

Частотное распределение  $Q_0$  для молний, переносящих на Землю отрицательный заряд, хорошо аппроксимируется гамма-распределением с плотностью

$$f(x) = 0.48x^{-0.42}e^{-0.58x} \quad (3.24)$$

Как видно из таблицы, наибольшие заряды переносятся импульсами положительных молний. Для сравнения приведем литературные данные [50], согласно которым при измерении 83 случаев максимальных токов в 50 % из них перенос заряда превышал 0,15 Кл, в 6 % превышал 1,7 Кл, максимальный зарегистрированный заряд в 4,9 Кл был перенесен при протекании максимального тока положительной полярности в 58 кА. В наших исследованиях максимальная амплитуда тока в канале положительного

наземного разряда достигала 90 кА.

Основная часть заряда, нейтрализуемого во вспышке молнии, переносятся токами с относительно малой амплитудой в течение миллисекунд вслед за максимальным током импульса и непрерывными токами в течение десятков и сотен миллисекунд между импульсами. Поэтому, оценивая по вышеизложенной методике, количество электричества, нейтрализуемого во вспышке молнии, мы получаем заниженные значения по сравнению с реальными, так как не учитывается заряд, переносимый в канале молнии токами малой амплитуды. Так для трехкомпонентной вспышки, рассчитанное по нашей методике, среднее количество электричества, нейтрализуемого в облачном, отрицательном и положительном наземных разрядах составляет 3,7 Кл, 3,0 Кл и 7,2 Кл, соответственно. По имеющимся же литературным данным [6] в облачных разрядах обычно нейтрализуется от 10 до 20 Кл, в отрицательных наземных - от 11 до 22 Кл.

#### **4. ЭЛЕКТРИЧЕСТВО ПРИЗЕМНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ**

##### **4.1. Современные теоретические представления об электричестве приземного слоя**

Электрическое состояние приземного слоя атмосферы определяется электродным эффектом [93,132-137,140]. Приземный слой характеризуется наличием турбулентных процессов обмена, поверхностных источников ионизации (радиоактивности), источников аэрозольных частиц. Все эти факторы в совокупности оказывают существенное влияние на структуру электродного слоя вблизи земной поверхности. Общая система уравнений, которая используется для моделирования электрических процессов в приземном слое, имеет следующий вид [93,94]:

$$\begin{aligned}
& \frac{\partial n_{1,2}^i}{\partial t} + \operatorname{div} (n_{1,2}^i \vec{v}) + \operatorname{div} (n_{1,2}^i b_{1,2}^i \vec{E}) - \operatorname{div} D_{1,2}^i \operatorname{grad} n_{1,2}^i = \\
& = q_{1,2}^i (\vec{r}) - \alpha_{1,2}^i n_1^i n_2^i - k_{1,2}^i; \\
& \operatorname{rot} \vec{E} = -\frac{1}{c} \frac{\partial \vec{B}}{\partial t}, \quad \operatorname{rot} \vec{H} = \frac{4\pi}{c} \vec{j} + \frac{1}{c} \frac{\partial \vec{E}}{\partial t}; \\
& \operatorname{div} \vec{E} = 4\pi\rho, \quad \operatorname{div} \vec{H} = 0.
\end{aligned} \tag{4.1}$$

где  $n_{1,2}^i$  - объемная концентрация ионов  $i$ -ой группы,  $b_{1,2}^i$  - их подвижность,  $v$  - скорость гидродинамических течений в приземном слое,  $D_{1,2}^i$  - коэффициенты молекулярной диффузии ионов,  $K_{1,2}^i$  - члены, описывающие взаимодействие ионов  $i$ -ой группы с ионами других групп и с аэрозольными частицами,  $q_{1,2}^i$  - интенсивность ионообразования ионов  $i$ -ой группы,  $\alpha_{1,2}^i$  - их коэффициенты рекомбинации,  $E$ ,  $H$  - напряженность электрического и магнитного полей,  $j$  - плотность электрического тока,  $\rho$  - плотность электрического заряда,  $c$  - скорость света.

При написании системы уравнений (4.1) предполагалось, что диэлектрическая и магнитная проницаемости среды  $\varepsilon$  и  $\mu$  равны единице. Электрическая проводимость атмосферы  $\lambda$  и плотность электрического заряда  $\rho$  связаны с концентрацией ионов  $n_{1,2}^i$  соотношениями:

$$\begin{aligned}
\lambda &= \sum_i (e_1^i b_1^i n_1^i + e_2^i b_2^i n_2^i), \\
\rho &= \sum_i (e_1^i n_1^i + e_2^i n_2^i).
\end{aligned} \tag{4.2}$$

Ограничимся рассмотрением процессов таких временных масштабов, что электрическое поле можно считать потенциальным, то есть  $\operatorname{rot} \vec{E} = 0$ , откуда следует, что  $\vec{E} = -\nabla\varphi$ , где  $\varphi$  - потенциал электрического поля.

Система уравнений (4.1) и (4.2) с соответствующими начальными и граничными условиями образует полную систему уравнений для нахождения распределений  $\vec{E}$ ,  $\rho$ ,  $\varphi$ , в приземном слое атмосферы.

В теории обычно рассматриваются два случая, когда задачи, сформулированные с помощью уравнений (4.1) и (4.2), удастся довести до конца: это случаи классического и турбулентного электродного эффекта. Отметим, что при исследовании таких проблем в атмосферном электричестве можно ограничиться решением одномерных задач, поскольку напряженность электрического поля направлена по нормали к земной поверхности, а масштабы горизонтального изменения электрических величин гораздо больше вертикального изменения.

Выражение для плотности электрического тока, входящего в систему уравнений (4.1), можно получить, если воспользоваться уравнениями ионизационно-рекомбинационного равновесия, входящими в эту систему уравнений. Для этого умножим каждую пару уравнений на  $e_1^i$  и  $e_2^i$ , сложим их и просуммируем по  $i$ . Тогда получим уравнение сохранения электрического заряда:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \text{div } \rho \vec{v} + \text{div } (\lambda \vec{E}) + \sum_i (\text{div } D_1^i \text{grad} \rho_1^i + \text{div } D_2^i \text{grad} \rho_2^i) = 0. \quad (4.3)$$

Из уравнения (4.3) следует сразу же выражение для плотности электрического тока  $\vec{j}$ :

$$\vec{j} = \lambda \vec{E} + \rho \vec{v} + \sum_i (D_1^i \text{grad} \rho_1^i + D_2^i \text{grad} \rho_2^i), \quad (4.4)$$

где  $\rho_1^i = e_1^i n_1^i$ ,  $\rho_2^i = e_2^i n_2^i$ .

При  $D_1^i = D_2^i = D$  из (4.4) вытекает следующее выражение для плотности электрического тока  $\vec{j}$ :

$$\vec{j} = \lambda \vec{E} + \rho \vec{v} + D \text{grad} \rho. \quad (4.5)$$

В общем случае различие коэффициентов диффузии для ионов различных групп может приводить к явлению амбиполярной диффузии [93] и возникновению электрических полей поляризации. В приземном слое этим явлением можно, по всей видимости, пренебречь вследствие малого различия между подвижностями ионов различных групп. Но в более высоких слоях атмосферы, например в ионосфере, где появляются свободные электроны, электрические поля, возникающие вследствие амбиполярной диффузии, как показывают результаты расчетов, приведенные в работе [129], могут быть значимы по своей величине.

В работах [93,94] показано, что в условиях турбулентного приземного слоя выражение (4.5) для средней плотности полного электрического тока может быть заменено на следующее:

$$\langle \vec{j} \rangle = \langle \lambda \rangle \cdot \langle \vec{E} \rangle + \langle \lambda' E' \rangle + \langle \rho \rangle \cdot \langle \vec{v} \rangle + \langle \rho' v' \rangle. \quad (4.6)$$

В полученное выражение (4.6) входят корреляционные моменты второго порядка  $\langle \lambda' E' \rangle$  и  $\langle \rho' v' \rangle$ . При выполнении  $\left| \langle \lambda' E' \rangle \right| \ll \langle \rho' v' \rangle$  соотношение (4.6) сводится к выражению:

$$\langle \vec{j} \rangle = \langle \lambda \rangle \cdot \langle \vec{E} \rangle + \langle \rho \rangle \cdot \langle \vec{v} \rangle + \langle \rho' v' \rangle. \quad (4.7)$$

Таким образом предполагая, что электрическое поле является потенциальным, получим вместо (4.1) следующую систему уравнений:

$$\begin{aligned} \frac{\partial n_{1,2}^i}{\partial t} + \operatorname{div} (n_{1,2}^i \vec{v}) + \operatorname{div} (n_{1,2}^i b_{1,2}^i \vec{E}) - \operatorname{div} D_{1,2}^i \operatorname{grad} n_{1,2}^i = \\ q_{1,2}^i(\vec{r}) - \alpha_{1,2}^i n_1^i n_2^i - k_{1,2}^i; \\ \operatorname{div} \vec{E} = 4\pi\rho, \vec{E} = -\nabla\varphi. \end{aligned} \quad (4.8)$$

Полученная система уравнений (4.8) является исходной для всех случаев электродного эффекта, рассмотренных в последующих разделах. При решении конкретных задач система преобразовывается в соответствии с заданными условиями.

## 4.2. Анализ уравнений электродного эффекта

Для горизонтально-однородного свободного от аэрозоля турбулентного приземного слоя исходная система уравнений (4.8) может быть преобразована к виду [95]:

$$\begin{aligned} \frac{\partial n_{1,2}}{\partial t} \pm \frac{\partial}{\partial z} \left( b_{1,2} \cdot n_{1,2} E - D_T(z, t) \frac{dn_{1,2}}{dz} \right) &= q - \alpha n_1 n_2; \\ \frac{\partial E}{\partial z} &= 4\pi e(n_1 - n_2), \end{aligned} \quad (4.9)$$

где  $D_T(z, t)$  – коэффициент турбулентной диффузии аэроионов.

Для анализа системы (4.9) перейдем к безразмерной форме записи уравнений:

$$\begin{aligned} \frac{\tau}{T} \frac{\partial n'_{1,2}}{\partial t'} - \frac{\partial}{\partial z'} \left( z' \frac{\partial n'_{1,2}}{\partial z'} \right) \pm \xi_{1,2} \frac{\partial}{\partial z'} (n'_{1,2} E') &= \frac{q}{q_\infty} - n'_1 n'_2 \\ \frac{\partial E}{\partial z} &= \gamma (n'_1 - n'_2), \end{aligned} \quad (4.10)$$

где  $t' = t/T$ ,  $z' = z/l_1$ ,  $n'_{1,2} = n_{1,2}/n_\infty$ ,  $E' = E/E_\infty$ ,  $n_\infty = \sqrt{q_\infty/\alpha}$ ,  $l_1 = D_T \cdot \tau$ ,  $\tau = (q_\infty \cdot \alpha)^{-1/2}$ .

Характерное время протекания гидродинамических процессов ( $T$ ) составляет несколько часов, тогда как время протекания электрических процессов  $\tau = 250$  с для  $q = 10^7$  м<sup>-3</sup>с<sup>-1</sup> и  $\alpha = 1.6 \cdot 10^{-12}$  м<sup>3</sup>с<sup>-1</sup>. Поэтому во многих случаях стационарное приближение для решения атмосферно-электрических задач правомерно.

Система уравнений (4.10) характеризуется двумя безразмерными параметрам:

$$\xi_{1,2} = \frac{|b_{1,2}| \cdot E_\infty \cdot \tau}{l_1}, \quad \gamma = 4\pi e l_1 \frac{n_\infty}{E_\infty}. \quad (4.11)$$

В случае  $|\gamma| \ll 1$  электрическим полем, создаваемым плотностью электрического объемного заряда вблизи поверхности земли, можно пренебречь.

Когда параметр  $\xi_{1,2} \geq 1$  электрическое состояние приземного слоя определяется классическим электродным эффектом, то есть пространственно-временное распределение аэроионов в приземном слое обусловлено только электрическими силами.

Система уравнений классического электродного эффекта, когда количество ядер конденсации ( $N$ ) в атмосфере постоянно и сравнимо с числом аэроионов имеет вид [132,137]:

$$\begin{aligned} \pm \frac{d}{dz} (b_{1,2} n_{1,2} E) &= q(z) - \alpha n_1 n_2 - \eta_1 n_{1,2} N_{2,1} - \eta_2 n_{1,2} N_0; \\ \eta_2 n_{1,2} N_0 - \eta_1 n_{2,1} N_{1,2} &= 0; \\ N_1 + N_2 + N_0 &= N = const; \\ \frac{dE}{dz} &= 4\pi e (n_1 - n_2 + N_1 - N_2), \end{aligned} \quad (4.12)$$

с граничными условиями:

$$n_2(z=0), N_2(z=0) = 0; \quad n_{1,2}(\infty) = (q(\infty)/\alpha)^{1/2}; \quad N_1(\infty) = N_2(\infty); \quad E(0) = E_0 \quad (4.13)$$

Если  $\xi_{1,2} < 1$  имеет место турбулентный электродный эффект. В этом случае предполагается, что перенос аэроионов в атмосфере осуществляется, наряду с электрическими силами, турбулентными потоками воздуха.

В турбулентном приземном слое на классический электродный эффект накладывается влияние турбулентной диффузии, определяемой метеорологическими условиями. В этом случае используется модель турбулентного электродного эффекта [135]:

$$\begin{aligned} -\frac{d}{dz} \left( D_T(z) \frac{dn_{1,2}}{dz} \right) \pm \frac{d}{dz} (b_{1,2} n_{1,2} E) &= q(z) - \alpha n_1 n_2; \\ \frac{dE}{dz} &= 4\pi e (n_1 - n_2); \end{aligned} \quad (4.14)$$

с граничными условиями:

$$n_1(z=z_0) = n_2(z=z_0) = 0; \quad n_1(\infty) = n_2(\infty) = (q(\infty)/\alpha)^{1/2}; \quad E_\infty = \frac{j_0}{\lambda_\infty}. \quad (4.15)$$



Если  $\xi_{1,2} \ll 1$  имеет место приближение сильного турбулентного перемешивания, то есть перенос ионов осуществляется только турбулентной диффузией.

В приближении сильного турбулентного перемешивания исходная система (4.14) расщепляется на два уравнения первое из которых описывает распределение концентрации аэроионов (и, следовательно, электрической проводимости) под действием только турбулентной диффузии, а решением другого является профиль электрического поля с учетом рассчитанных значений проводимости воздуха. В этом случае система имеет вид [134,136]:

$$-\frac{d}{dz} \left( D_T(z) \frac{dn_{1,2}}{dz} \right) = q - \alpha n_1 n_2$$

$$-D_T(z) \frac{d^2 E}{dz^2} + 4\pi\lambda(z)E = 4\pi j_0 \quad (4.16)$$

с граничными условиями:

$$n_1(z=z_0) = n_2(z=z_0) = 0; \quad \left. \frac{dE}{dz} \right|_{z=z_0} = 0, \quad n_1(\infty) = n_2(\infty) = (q(\infty) / \alpha)^{1/2}; \quad E_\infty = \frac{j_0}{\lambda_\infty}. \quad (4.17)$$

Использование той или иной модели электродного эффекта определяются условиями конкретной задачи. Необходимо отметить, что наличие в атмосфере аэрозольных частиц приводит к образованию тяжелых ионов, которые оказывают влияние на электродный эффект, и при достаточно больших концентрациях ( $N \geq 10^{10} \text{ м}^{-3}$ ) электрическое состояние приземного слоя может определяться только тяжелыми ионами.

### 4.3. Сравнение теоретических расчетов с экспериментальными данными

Экспериментальные наблюдения электродного эффекта немногочисленны. Muhleisen [95] измерил профили электрического поля в случае большой устойчивости атмосферы и малых концентраций аэрозольных частиц над водной поверхностью. Его результаты, приведенные

на рис. 5.1а, хорошо согласуются с модельными расчетами, которые сделал Норпель [97].

Нетурбулентный электродный эффект в чистой атмосфере был исследован также в работах Grozier и Viles [98,99]. Они измеряли профили напряженности электрического поля и величину объемного заряда. Кроме того были измерены распределения радона-220 вблизи поверхности земли. Все результаты классифицировались по скорости ветра и времени суток. Для сравнения на рис.5.2 приведены ночные распределения  $E$  при скорости ветра менее  $0,5 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$  и модельные расчеты классического электродного эффекта по работе [97] с использованием профилей интенсивности ионообразования по результатам [98,99]. На высоте 10-20 см., как в эксперименте, так и в теории [130,139] наблюдается отрицательный объемный заряд или, как следствие этого, реверс электродного эффекта. На рис. 5.1б приведены экспериментальные профили, которые измерил Crozier [98] при скорости ветра больше  $1 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$  и расчеты по турбулентной модели [97]. Совпадение экспериментальных результатов с теоретическими можно считать удовлетворительными. При значения скорости ветра более  $1 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$  реверс электродного эффекта в эксперименте не наблюдался.

Измерения, проводимые Pluvinage и Stahl в Гренландии [100], показали, что средние значения полярных проводимостей воздуха  $\lambda_+$  и  $\lambda_-$  на высоте 1,5 м составили 1,64 и  $0,16\cdot 10^{-14} \text{ ом}^{-1}\cdot\text{м}^{-1}$  соответственно, а коэффициент униполярности равен  $\lambda_+/\lambda_-=10,3$ . Средние значения  $E$  и концентрации аэрозольных частиц на этой высоте составили  $100 \text{ В}\cdot\text{м}^{-1}$  и  $5\cdot 10^8 \text{ м}^{-3}$  соответственно. Ruhnke [101] также в Гренландии получил следующие результаты: среднее значение  $\lambda_+=3,3\cdot 10^{-14} \text{ ом}^{-1}\cdot\text{м}^{-1}$  при  $V<0,5 \text{ м}^{-1}\cdot\text{с}^{-1}$ , а значение  $\lambda_-$  увеличивается от  $0,75\cdot 10^{-14}$  на поверхности до  $1,3\cdot 10^{-14} \text{ ом}^{-1}\cdot\text{м}^{-1}$  на высоте 1,8 м. Коэффициент униполярности равен 2,75. По модельным расчетам работы Норпель [102] отношение  $n_1/n_2=1,55$ .

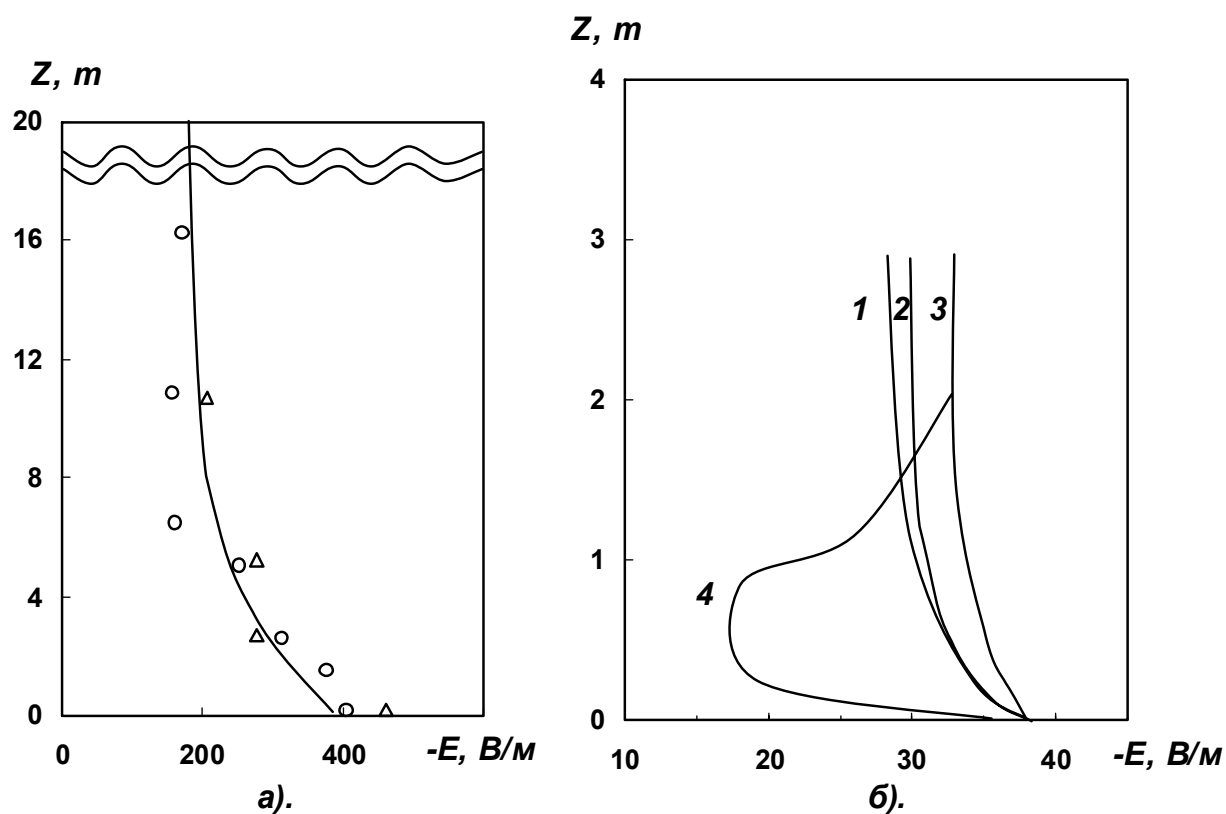
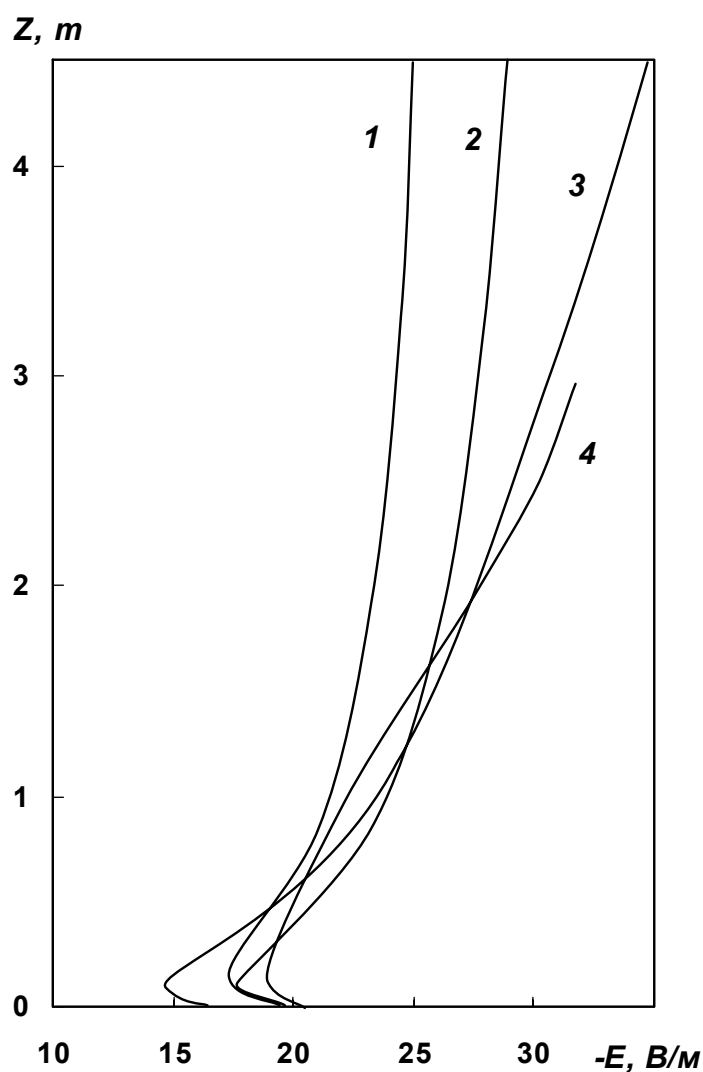


Рис. 5.1.

Сравнение результатов моделирования классического (а) и турбулентного (б) электродного эффекта с экспериментом: а-Muhleisen[95]; 1,2-профили по [69,70]; 3-Crozier [66];4-классический электродный эффект.

Расхождение теоретических и экспериментальных результатов объясняется, вероятно, тем что при измерениях  $\lambda_{\pm}$  не учитывалось искажение электрического поля самими датчиками, что повлияло на измеренное значение  $\lambda_{\pm}$ .

Hogg [103] получил следующие результаты: при большом значении  $E=400 \text{ В}\cdot\text{м}^{-1}$  в чистой атмосфере  $\lambda_{+}$  уменьшается с высотой, а  $\lambda_{-}$  увеличивается, а суммарная проводимость в итоге остается практически постоянной. Объемный заряд при этом в отличие от измерений Crozier [98] остается положительным и реверса электродного эффекта нет. Аналогичные результаты получили Higazi и Chalmers [104]. Hogg указал, также на проблему влияния электрического поля, искаженного датчиками на измеренные значения  $\lambda_{\pm}$ .



**Рис.5.2.**

Сравнение теоретических расчетов классического электродного эффекта с экспериментом: 1,2-расчетные профили без аэрозоля; 3- при наличии аэрозоля с концентрацией  $10^9 \text{ м}^{-3}$ ; 4- экспериментальный профиль.

Турбулентный электродный эффект в зависимости от степени устойчивости атмосферы наблюдали Pluvinaige, Stahl [100] и Ruhnke [101] в Гренландии. Они получили, что коэффициент униполярности уменьшается с увеличением скорости ветра. При сильном турбулентном перемешивании профили  $\lambda_+$  и  $\lambda_-$  становятся близкими. Это совпадает с теоретическими результатами, полученными Norpell [97], Willet [105], Морозов [106,107], Куповых [108,125]. Norpell и Gatham [109] провели измерения  $\lambda_+$  и  $\lambda_-$  на высоте 1 м над поверхностью океана, где средняя концентрация ядер

конденсации составила  $N=(2-4)\cdot 10^8 \text{ м}^{-3}$ . На основе полученных данных были рассчитаны соотношения, средние значения которых составили:  $n_1/n_\infty=0,86$ ,  $n_2/n_\infty=0,50$ ,  $n_1/n_2=1,78$ , при средних значениях  $E=-150 \text{ В}\cdot\text{м}^{-1}$  и  $D_T=0,08 \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$ . Расчеты, сделанные по их модели турбулентного электродного эффекта [170], дают значения  $n_1/n_\infty=0,94$ ,  $n_2/n_\infty=0,51$ ,  $n_1/n_2=1,85$  на высоте 1 м при  $E_0=-150 \text{ В}\cdot\text{м}^{-1}$ ,  $D_m(z=1)=0,08 \text{ м}^2\text{с}^{-1}$  и  $N=0$ . Если учесть наличие небольших концентраций аэрозольных частиц в эксперименте, которые согласно расчетам по этой же модели уменьшают значения  $n_{1,2}/n_\infty$ , то совпадение теоретических и экспериментальных результатов можно считать удовлетворительными.

Adkins [110] в Кавендише измерял концентрации ионов в чистой атмосфере на высоте  $\sim 1$  м и определил, что при сильных электрических полях более  $500 \text{ В}\cdot\text{м}^{-1}$  (но не приводящих к коронному разряду) концентрации ионов уменьшаются. Исходя из этого он предположил, что при сильных полях классический электродный эффект может преобладать над влиянием турбулентности, аэрозоля и радиоактивности.

Law [111], исследуя в Кавендише случай с малыми электрическими полями (менее  $100 \text{ В}\cdot\text{м}$ ), получил результат, что  $n_1$  и  $n_2$  уменьшаются с высотой в слое порядка 1 м над поверхностью, покрытой травой. Это уменьшение более резко выражено ночью. Он объяснил это эффектом уменьшения количества радиоактивных эманаций из почвы с высотой. Law также измерил плотность объемного заряда на высоте  $\approx 50$  см, пришел к выводу, что он имеет положительный знак днем и отрицательный ночью. Это совпадает с измерениями Crozier [98], где знак объемного заряда изменялся от времени суток. Необходимо отметить, что в работах [110,111] не учитывалось искажение электрического поля, создаваемого датчиками, хотя, конечно, у Law этот эффект вероятно был мал.

Для того, чтобы решить проблему, постоянна ли суммарная проводимость с высотой, как это было у Nogg в Кью, или уменьшается, как у

Law в Кавендише, Higazi и Chalmers [104] повторили эксперимент Hogg в условиях близких к условиям Law. При среднем значении градиента потенциала электрического поля  $115 \text{ Вм}^{-1}$  и  $(\lambda_+ + \lambda_-) = 1,1 \cdot 10^{-14} \text{ см}^{-1} \text{ м}^{-1}$  их результаты хорошо согласуются с измерениями Law:  $n_1, n_2$  уменьшаются до высоты  $\approx 1 \text{ м}$ , коэффициент униполярности на поверхности всегда больше, чем на некоторой высоте и уменьшается при увеличении скорости ветра.

В работе А. И. Петрова, Г. Г. Петровой [112] сопоставлены суточный ход суммарной проводимости воздуха  $\lambda$  и коэффициента турбулентности  $k$  на различных высотах. На уровне  $0 - 0,5 \text{ м}$  получена сильная корреляция между  $\lambda$  и  $k$ : с уменьшением  $k$  значения  $\lambda$  увеличиваются. На высоте  $2-3 \text{ м}$  эта зависимость исчезает. Эти результаты согласуются с теми, что получили Crozier и Biles [99].

В соответствии с предсказаниями теории, после Чернобыльского аварийного выброса, вследствие выноса радиоактивных веществ из воздуха на почву, вместе с ростом полярных электрических проводимостей воздуха у земли произошло уменьшение коэффициента униполярности  $\gamma$  (отношение положительной электрической проводимости воздуха к отрицательной электрической проводимости). Как правило, при положительном градиенте потенциала  $\gamma > 1$ , а в этом случае во множестве были отмечены среднечасовые значения  $\gamma < 1$ , что говорит о превалировании концентрации легких отрицательных аэроионов над положительными. Другой пример, подтверждающий правильность основных положений теории – это результаты измерений на острове Вильсанд. Забор воздуха для измерения проводимости производился с высоты  $2,5 \text{ м}$ , а измерения градиента потенциала  $V'$  электрического поля атмосферы производились у земли. На острове, где воздух отличался высокой чистотой (концентрация аэрозольных частиц в атмосфере менее  $10^9 \text{ м}^{-3}$ ), имели место следующие соотношения между измеряемыми и рассчитываемыми величинами: коэффициенты корреляции между  $V'$  и  $\gamma$ , а также между плотностью электрического тока

проводимости и  $\gamma$  имели относительно высокие положительные значения при том, что корреляция между положительной проводимостью и  $\gamma$  отсутствовала, а коэффициент корреляции между отрицательной проводимостью и  $\gamma$  имел относительно высокое отрицательное значение.

Результаты расчетов параметров электродного слоя  $E/E_\infty$  и  $n_{1,2}/n_\infty$  для сильного электрического поля ( $E = -500 \text{ В}\cdot\text{м}^{-1}$ ), имевшего место при атмосферно-электрических наблюдениях в высокогорной зоне Приэльбрусья [126,128], представлены в таблице 4.1 : классический электродный эффект в отсутствие (строка 1) и при концентрации аэрозольных частиц  $N = 5 \cdot 10^8 \text{ м}^{-3}$  (строка 2); турбулентный электродный при  $D = 0.1 \text{ м}^2\text{с}^{-1}$  (строка 3).

**Таблица 4.1.**

Расчетные значения электродного эффекта

N	z = 1 м			z = 2 м		
	$n_1/n_\infty$	$n_2/n_\infty$	$E/E_\infty$	$n_1/n_\infty$	$n_2/n_\infty$	$E/E_\infty$
1	0.91	0.06	2.26	0.91	0.18	2.11
2	0.92	0.08	2.03	0.93	0.16	1.85
3	0.98	0.29	2.51	1.01	0.43	2.71

Функция ионообразования задавалась в виде:  
 $q(z) = 7 \cdot 10^6 + 4.8 \cdot 10^6 \exp(-2,362 \cdot z)$ , где первый член равен постоянной ионизации, создаваемой космическими лучами и  $\gamma$ -излучением поверхности земли, второй отражает распределение ионизации, создаваемой радоном.

В случае турбулентного перемешивания значения ( $n_1/n_\infty$ ) у земли практически не меняются, а электродный эффект даже немного увеличивается. Влиянием аэрозоля на электрические параметры в горах можно пренебречь. Значения безразмерных параметров, рассчитанные для высокогорных условий равны  $\xi_{1,2} = 3.3 - 0.33$  и  $\gamma = 0.38 - 3.8$  (для нетурбулентного и турбулентного случаев соответственно). Таким образом влияние объемного заряда значительно и может превышать эффект турбулентной диффузии при больших абсолютных значениях электрического поля.

В условиях хорошей погоды при нормальных значениях электрического поля состояние приземного слоя в значительной степени обуславливается действием турбулентного электродного эффекта, зависящего от метеорологических условий, тогда как в сильном электрическом поле классический электродный эффект может играть основную роль и таким образом влияние метеорологических факторов уменьшается.

## **5. АТМОСФЕРНО-ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ**

### **5.1. Синхронные измерения электрического поля в высокогорной и высокоширотной зонах**

Для исследования глобальных и локальных закономерностей в вариациях электрического поля в приземном слое был проведен эксперимент по одновременной регистрации напряженности (градиента потенциала) электрического поля на станциях, расположенных в высокогорной и высокоширотной зонах. В период 1986 – 1988 гг. синхронные измерения градиента потенциала электрического поля ( $E_z$ ) проводились на трех горных станциях Северного Кавказа, расположенных в районе Эльбруса: пик Чегет (3100 м над уровнем моря), Шаджатмаз (2100 м) и Нижний Архыз (2100 м), на трех станциях Кольского полуострова: Верхнетуломский, Ловозеро, Апатиты и на горе Ай-Петри (2300 м, летом 1986 г.) [113]. Для регистрации использовался малогабаритный прибор (электростатический флюксметр), разработанный в лаборатории электромагнитного поля Земли Ростовского инженерно-строительного института.

На рис. 5.1а показан суточный ход  $E_z$  в июне 1986 г. на станциях пик Чегет, Нижний Архыз и Ай-Петри (кривые 1, 2 и 3, соответственно). На первых двух станциях, расположенных в Приэльбрусье на расстоянии ~100 км друг от друга, суточные вариации  $E_z$  практически идентичны. Минимальные значения напряженности поля регистрируются в период (01 – 03) UT и (10 – 12) UT, максимальные — в (15 – 20) UT. На станции Ай-



Петри, расположенной значительно ниже ( $h = 2300$  м над уровнем моря), наблюдается более глубокий и продолжительный дневной минимум, а вечерний максимум смещен на (19 – 22) UT. На рис. 5.1 б показаны суточные вариации  $E_z$  в сентябре 1986 г. на станциях пик Чегет и Нижний Архыз (кривые 1 и 2) и в сентябре 1987 г. на станции Шаджатмаз (кривая 4). Как в предыдущем примере, суточные вариации  $E_z$  на этих близкорасположенных станциях в целом подобны.

Наиболее устойчивой особенностью суточных вариаций  $E_z$  на высокогорных станциях, расположенных выше 2000 м, является утренний минимум (01 – 04) UT и вечерний максимум (16 – 22) UT. От месяца к месяцу и от станции к станции изменяются лишь относительные величины этих минимумов и максимумов. С уменьшением высоты станции наблюдения эта закономерность суточного хода  $E_z$  исчезает. Если на станции Ай-Петри вечерний максимум  $E_z$  еще присутствует, то уже на станции Душети ( $h=910$  м над уровнем моря) суточный ход типично равнинный – с максимумом в утренне-дневные часы и минимумом в вечерне-ночные. На рис. 5.1, в (кривая 5) показан суточный ход  $E_z$  на станции Душети, усредненный за сентябрь 1982, 1983 и 1984 гг.

Подобие суточных вариаций  $E_z$  в высокогорных условиях (высота более 2000 м) кривой Карнеги (рис. 5.1в, кривая 6) позволяет предположить, что описанная выше устойчивая закономерность обусловлена глобальной унитарной вариацией ионосферного потенциала.

Тот факт, насколько легко унитарная вариация  $E_z$  выделяется на фоне локальных вариаций, обусловленных изменчивостью приземной атмосферы, характеризует степень репрезентативности данных той или иной высокогорной станции в те или иные месяцы для выделения глобальных эффектов в атмосферном электричестве.

На рис. 5.2 в форме изолиний  $E_z$  показаны суточное – сезонные вариации электрического поля на высоте 3100 м (а) и на высоте 2100 м (б). Анализ показывает, что наибольшие значения  $E_z$  в вечернем секторе на обоих

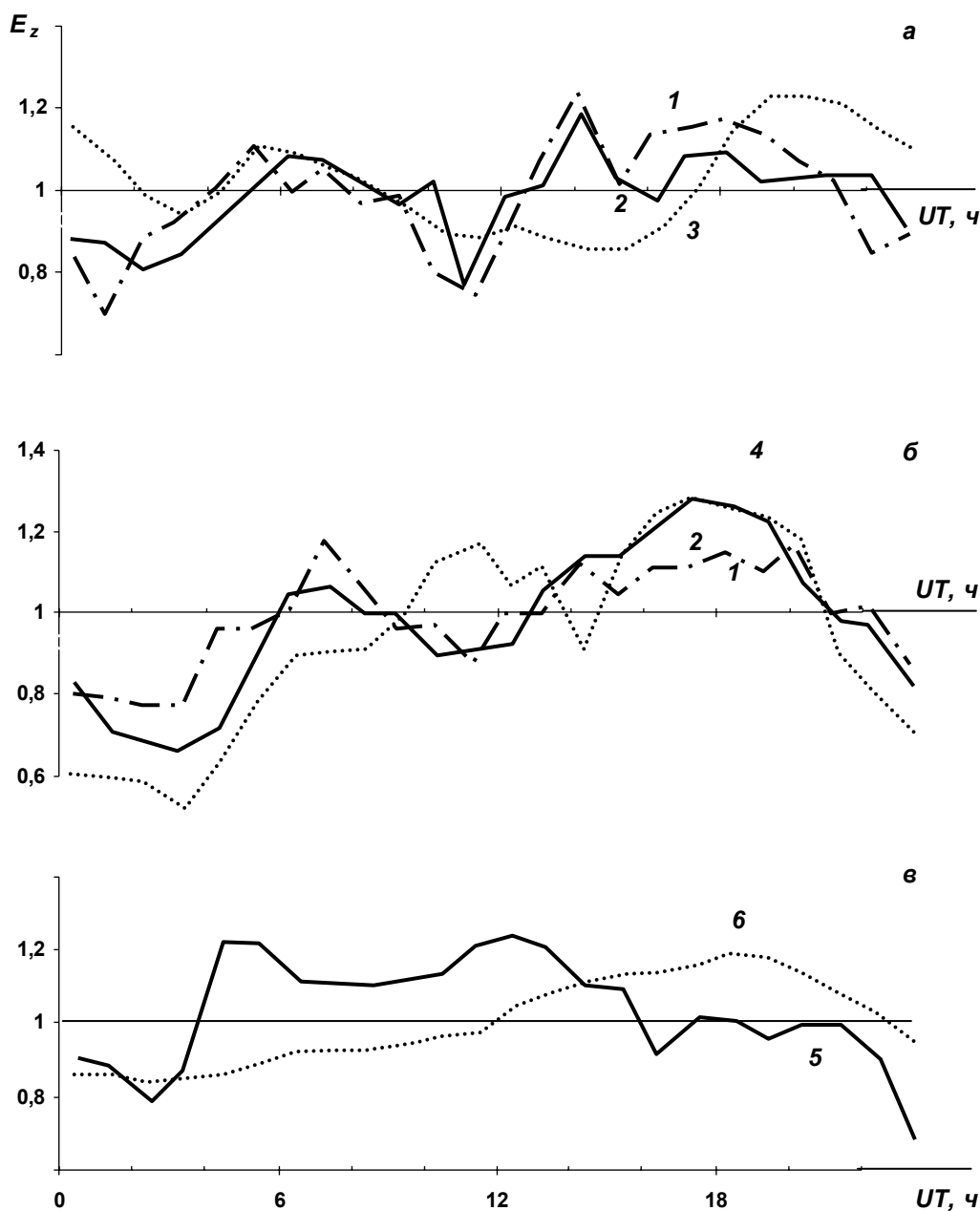
уровнях наблюдаются в августе – сентябре, наименьшие значения в утреннем секторе – в мае-июне. Утренний минимум и вечерний максимум в суточном ходе  $E_z$ , обусловленные унитарной вариацией, на высоте 3100 м выражены лучше, чем на высоте 2100 м, где в ряде месяцев (в марте, апреле, мае и октябре) максимум суточного хода смещен к дневным часам, то есть наряду с унитарной, проявляются вариации, обусловленные локальными факторами.

Таким образом, проведенные измерения показали, что суточные вариации напряженности атмосферного электрического поля  $E_z$  в высокогорных условиях существенно отличается от равнинных, глубина и форма этих вариаций изменяется в зависимости от высоты пункта наблюдений над уровнем моря и сезона года [113].

Наиболее благоприятными месяцами для исследования глобальных эффектов в вариациях атмосферного электрического поля по данным станций в Приэльбрусье, расположенных на высоте 2100, являются июнь – сентябрь, когда вклад локальных факторов в суточный ход  $E_z$  существенно меньше, чем вклад унитарной вариации. Для станции пик Чегет, расположенной на высоте 3100 м это условие выполняется в течение всего рассматриваемого промежутка времени, что позволяет рекомендовать эту станцию для проведения фоновых измерений величин атмосферного электричества.

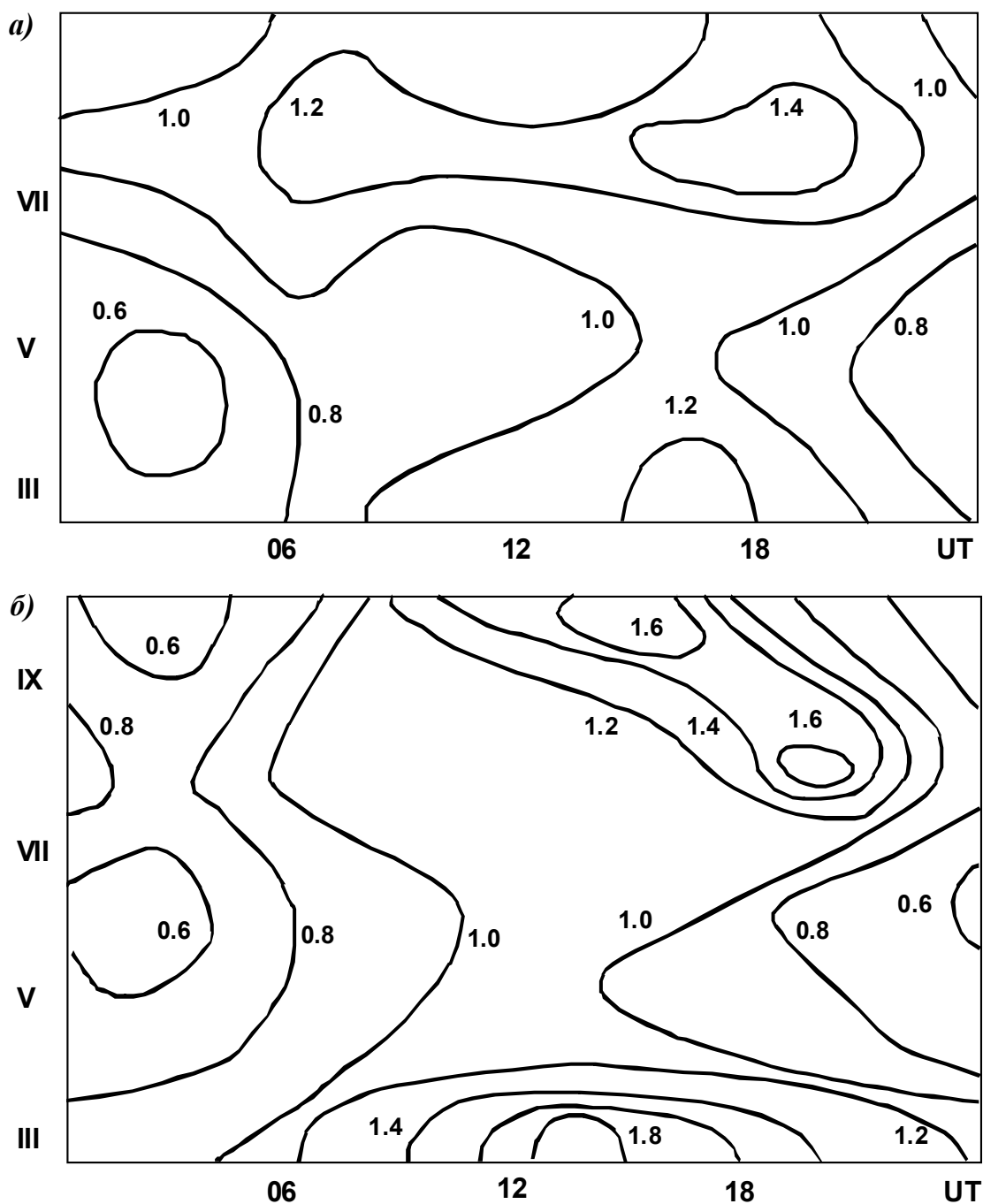
Для проверки того в какой мере динамика атмосферного электрического поля определяется глобальными вариациями ионосферного потенциала проведено сопоставление результатов синхронных измерений  $E_z$  на станциях удаленных друг от друга на расстояниях, превышающих характерные масштабы структур метеорологических полей. Такому условию удовлетворяют станции, расположенные на Кольском полуострове и на Северном Кавказе, расстояния между которыми порядка 3000 км. Обе группы станций находятся в условиях ослабленной или отсутствующей приземной конвекции. И в высокоширотной зоне, и на высокогорных станциях для ослабления локальных эффектов в вариациях  $E_z$  проводилось

усреднение данных по 2-3 станциям, расположенным на расстояниях порядка 100-150 км друг от друга.



**Рис. 5.1.**

Суточные вариации  $E_z$  на высокогорных станциях в июне (а) и сентябре (б) в сопоставлении с  $E_z$  на станции Душети и с кривой Карнеги (в). (1 – пик Чегет, 2 – Нижний Архыз, 3 – Ай-Петри, 4 – Шаджатмаз, 5 – Душети, 6 – кривая Карнеги.)



**Рис. 5.2.**

Суточно – сезонные вариации электрического поля на высоте 3100 м (а) и на высоте 2100 м (б).

На рис. 5.3 показан пример синхронной записи  $E_z$  на трех станциях Кольского полуострова (Верхнетуломский, Ловозеро, Апатиты, рис. 5.3, а) и двух станциях Северного Кавказа (Чегет, Нижний Архыз, рис. 5.3, б) в период март - май 1986 г. На обусловленные сезонными вариациями

уменьшение  $E_z$ , наблюдаемое на обеих группах станций, накладывается возмущение с максимумом в середине марта и минимумом в конце марта - начале апреля. На рис. 4.3в, в представлены также среднесуточные значения  $E_z$  на среднеширотной равнинной станции Верхнее Дуброво. Возмущение  $E_z$  с максимумом в середине и минимумом в конце марта проявляется и здесь, но далеко не так отчетливо, как на высокоширотных и высокогорных станциях. Абсолютный минимум среднесуточных значений  $E_z$  и на Кольском полуострове, и в Приэльбрусье наблюдается 6 мая 1986 г., что по-видимому связано с аварией на Чернобыльской АЭС.

В рассматриваемый промежуток времени в период 4 – 6 марта 1986 г. на Солнце зарегистрирована вспышечная активность, которая сопровождалась всплесками радиоизлучения и усилением потока солнечных протонов с энергиями  $E_p > 25$  МэВ.

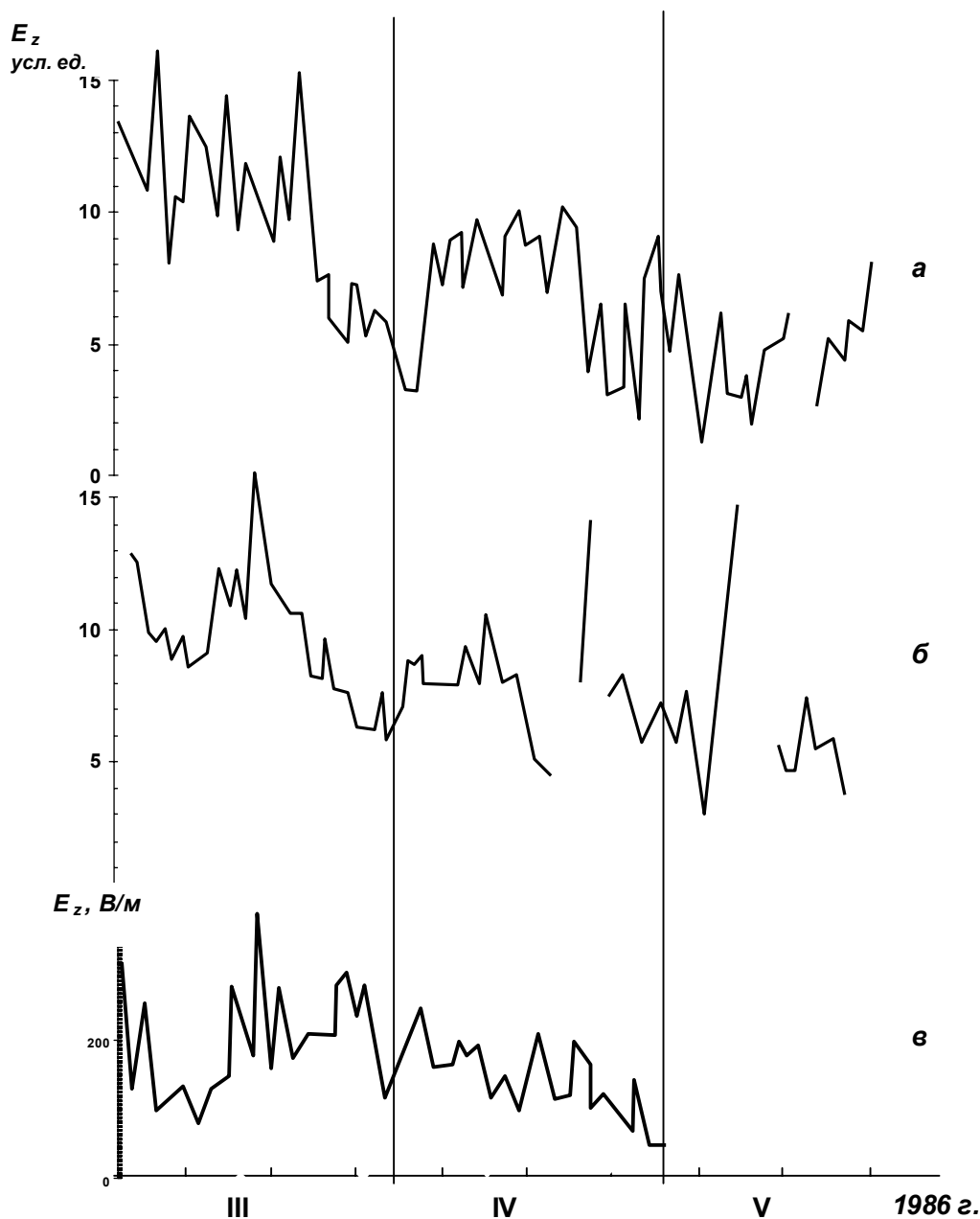
В период 8 – 12 марта наблюдалось форбуш-понижение ГКЛ, связанное со вспышечной активностью, глубина которого по данным нейтронного монитора станции Апатиты составила 3,5%.

На рис. 5.4, а показаны 3-часовые средние значения  $E_z$  на станциях Кольского полуострова и Северного Кавказа (рис. 5.4, б) в сопоставлении с записью нейтронного монитора станции Апатиты (рис. 5.2, в) за период 6 – 17 марта 1986 г.

Возмущение  $E_z$  на обеих группах станций состоит из трех последовательных всплесков продолжительностью около 2 суток, каждый, причем интенсивность всплесков на высокоширотных станциях убывает от первого всплеска к последнему, а на среднеширотных станциях – увеличивается.

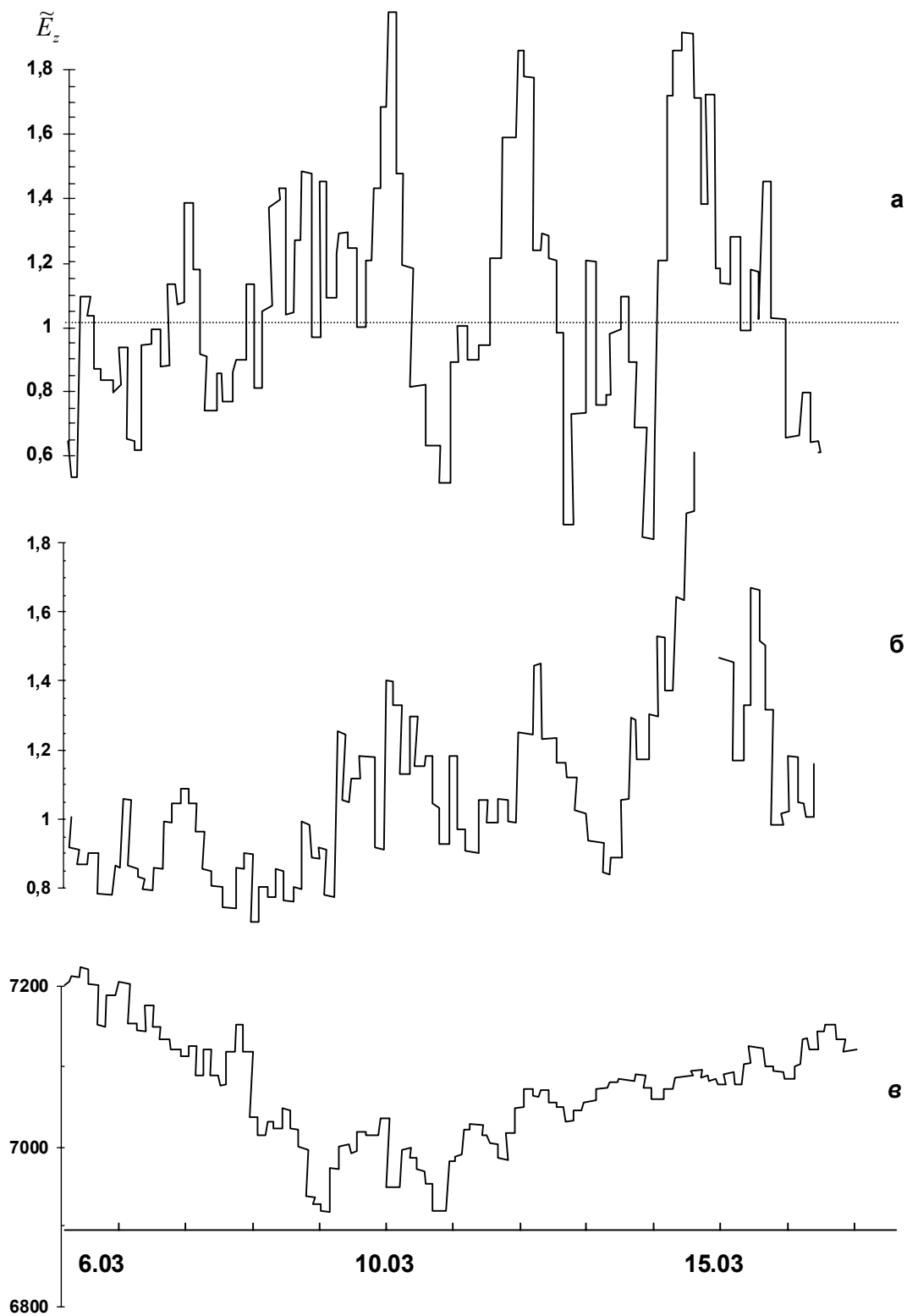
Сопоставление этих результатов с описанными ранее закономерностями реакции  $E_z$  в высоких и средних широтах на солнечные вспышки позволяет предположить, что вспышечная активность 4 – 6 марта явилась причиной возмущения ионосферного потенциала и, как следствие интенсивных и продолжительных возмущений электрического поля.

Таким образом, приведенные выше результаты позволяют сделать вывод о целесообразности развития высокогорных измерений параметров атмосферного электричества, как фоновых, для выделения глобальных эффектов и рекомендовать станцию пик Чегет для таких наблюдений. Одновременно высокогорные станции могут быть использованы для контроля антропогенного загрязнения Северо-Кавказского региона.



**Рис. 5.3.**

Ход среднесуточных значений  $E_z$  на станциях Кольского полуострова (а) и в Приэльбрусье (б) в сопоставлении с данными среднеширотной равнинной станции (в).



**Рис. 5.4.**

Ход 3-часовых средних значений  $E_z$  на станциях Кольского полуострова (а) и в Приэльбрусье (б) в сопоставлении с записью нейтронного монитора (в).

## 5.2. Комплексное исследование атмосферного электричества в высокогорной зоне Приэльбрусья

В данной разделе исследуется возможность организации станции, работающей на глобальном или региональном фоновом уровне, в Приэльбрусье. Этот район расположен на юге европейской части России, плотно заселенной и промышленно развитой. При этом в высокогорной части Приэльбрусья почти полностью отсутствуют местные источники загрязнения. Это позволяет предположить, что на высокогорной станции могут быть реализованы две возможности: проведение наблюдений на глобальном фоновом уровне и одновременно контроль за воздействием развитых в хозяйственном отношении районов на электрическое состояние атмосферы в прилегающих непромышленных особо чистых районах.

Наблюдения за атмосферным электричеством в районе Эльбруса проводились ранее на пике Терскол, Приюте 11, в долине Азау [115, 116, 117], последние из них в конце 50-х годов. В 1986 – 1988 гг. измерения градиента потенциала ( $V'$ ) электрического поля атмосферы проводились на трех станциях в Приэльбрусье: Нижний Архыз (2000 м), Шаджатмаз (2100 м) и Пик Чегет (3040 м) [113]. В течение всего периода наблюдений было замечено, что лучше всего унитарная вариация  $V'$  проявляется на станции Пик Чегет. Это обстоятельство заставило нас обратить особое внимание на эту станцию и попытаться выяснить возможности организации наблюдений за фоновым состоянием электричества атмосферы именно в этом месте.

Горная станция Пик Чегет принадлежит Высокогорному геофизическому институту Роскомгидромета. На ней находятся снеголавинная экспедиция и метеостанция. Станция представляет собой относительно горизонтальную площадку размером около 100 м<sup>2</sup>, находящуюся на северном склоне горы Чегет. Внизу располагается долина Азау (2100 м), от которой начинается Баксанское ущелье протяженностью около 60 км. Зона непосредственно вокруг Чегета является заповедной. В ней



расположено ограниченное число туристических баз и небольшой поселок Терскол. Наиболее крупным промышленным центром является город Тырныауз, находящийся на расстоянии 40 км и примерно на 2000 м ниже пункта наблюдения. Вершины Эльбруса располагаются на расстоянии 5 – 7 км от станции.

Для решения вопроса о возможности организации фоновой станции по наблюдению за атмосферным электричеством в 1989–1992 г. было проведено комплексное исследование электрического состояния атмосферы в приземном слое на станции Пик Чегет. Задачей исследования явилось измерение градиента потенциала электрического поля атмосферы  $V'$ , полярных электрических проводимостей воздуха  $\lambda_{\pm}$ , плотности полного вертикального тока  $j_0$ , интенсивности ионообразования  $q$  и концентрации ядер конденсации  $N$ , нахождение их характерных значений, выявление факторов, определяющих эти значения.

Комплекс аппаратуры включал в себя следующие приборы: датчик напряженности электрического поля «Поле-2» [118], датчик полярных электрических проводимостей воздуха «Электропроводность-2» [119], датчик плотности вертикального тока [120], прибор для измерения интенсивности ионообразования [121], счетчик ядер Шольца [122]. Первичный преобразователь «Поле-2» располагался на уровне земли на расстоянии 10 – 12 м от деревянного здания высотой 2 м, на крыше которого был установлен блок аспирационных конденсаторов «Электропроводность-2». Рядом с «Поле-2» была установлена измерительная пластина  $j_0$ .

Измерения  $V'$ ,  $\lambda_{\pm}$ ,  $j_0$  проводились непрерывно с записью на регистратор. Интенсивность ионообразования и концентрации ядер конденсации измерялись не рейсе одного раза в 3 ч в августе – сентябре 1989 г.

Среднее значение  $V'$ , измеренного на станции Пик Чегет, составило 500 В/м. Суточный ход  $V'$ , приведенный на рис. 5.5–5.8, характеризуется ярко выраженным утренним минимумом (01 – 04 UT) и вечерним максимумом (16

– 22 UT). В апреле оба экстремума смещены к полудню. В августе-сентябре в суточном ходе появляется еще один максимум (06 – 08 UT).

Летом средние значения  $\lambda_+$  и  $\lambda_-$  составили соответственно 23 фСм/м и 19 фСм/м, весной – 19 фСм/м и 13 фСм/м. В августе – сентябре  $\lambda_+$  постоянна в течение суток, а в апреле имеет небольшой минимум (16 – 19 UT). Отрицательная проводимость имеет суточный ход с минимумом (06 – 08 UT) и максимумом (00 – 02 UT), которые находятся в противофазе с экстремумами суточной вариации  $V'$ .

Суточные вариации  $\lambda_{\pm}$  приведены на рис. 4.5.-4.8 Коэффициент униполярности  $\gamma = \lambda_+ \backslash \lambda_-$ , рассчитанный по часовым значениям, был обычно больше единицы.

Среднее значение  $j_0$ , измеренное в апреле, составило 8,6 пА/м. Суточная вариация  $j_0$  невелика (см. рис. 5.6), но в ней просматривается утренний минимум (02 – 04 UT). На рис. 5.6 приведен также суточный ход плотности тока проводимости, рассчитанный по формуле  $j = -V'(\lambda_+ + \lambda_-)$ . Среднее значение  $j_{np}$  равно 14 пА/м<sup>2</sup>. На рис. 5.5 и 5.7 приведен суточный ход  $j_0$  измеренный в сентябре 1989 и 1990 гг. Вариация  $j_0$  здесь четко видна и имеет утренний минимум (02 – 06 UT) и вечерний максимум (20 – 23 UT). Суточный ход тока проводимости  $j_{np}$  в этот период приведен на этих же рисунках. Среднее значение  $j_0$  составило 14 пА/м, а  $j_{np}$  равно 22 пА/м<sup>2</sup>.

Средние значения интенсивности ионообразования составили: 20 пар ионов/см<sup>3</sup>с) на высоте 1 м от поверхности земли и 25 пар (ионов/см<sup>3</sup>с) непосредственно на поверхности[131].

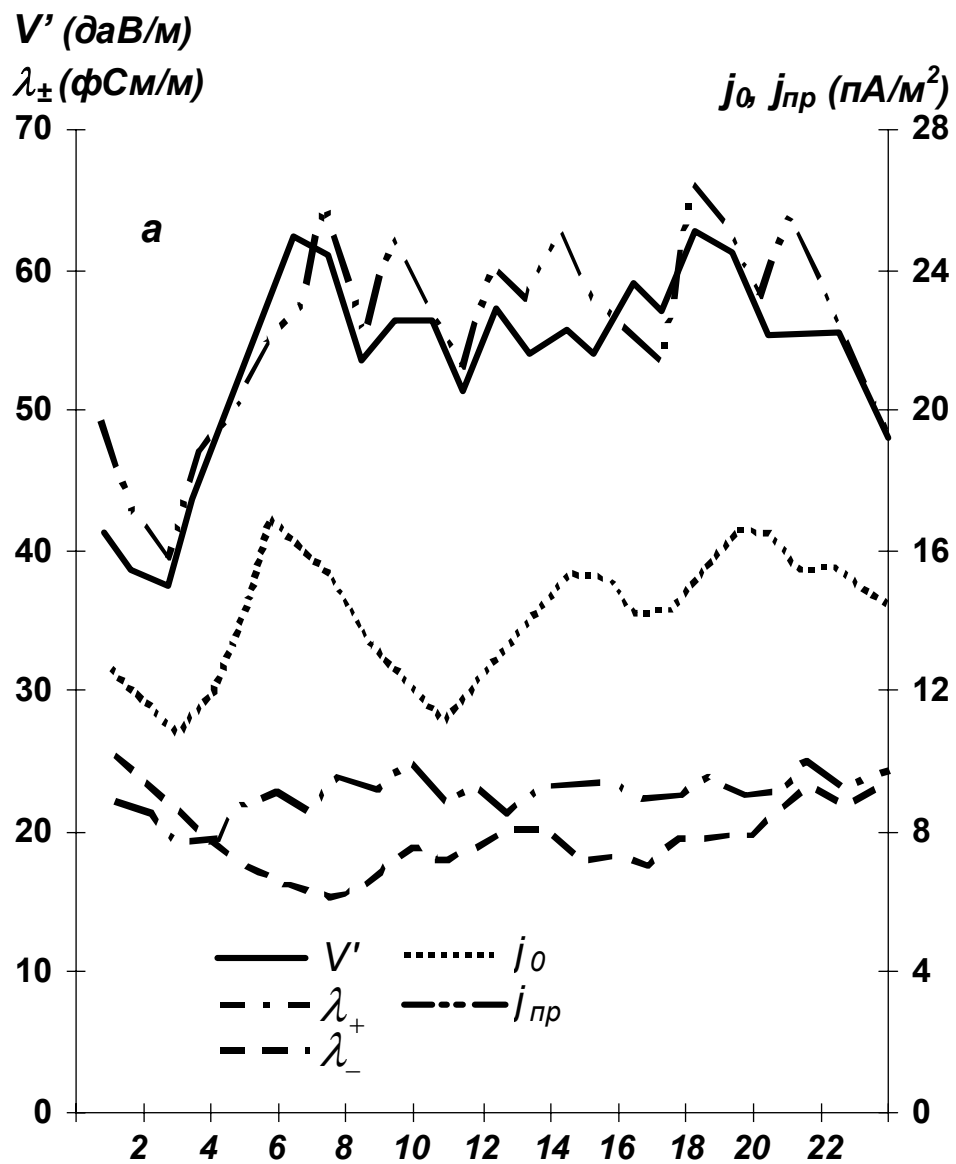


Рис. 5.5.

Суточные вариации градиента потенциала  $V'$  электрического поля атмосферы, полярных проводимостей воздуха  $\lambda_{\pm}$ , плотности полного вертикального тока атмосферы  $j_0$  и тока проводимости  $j_{пр}$ . ( август-сентябрь 1989 г)

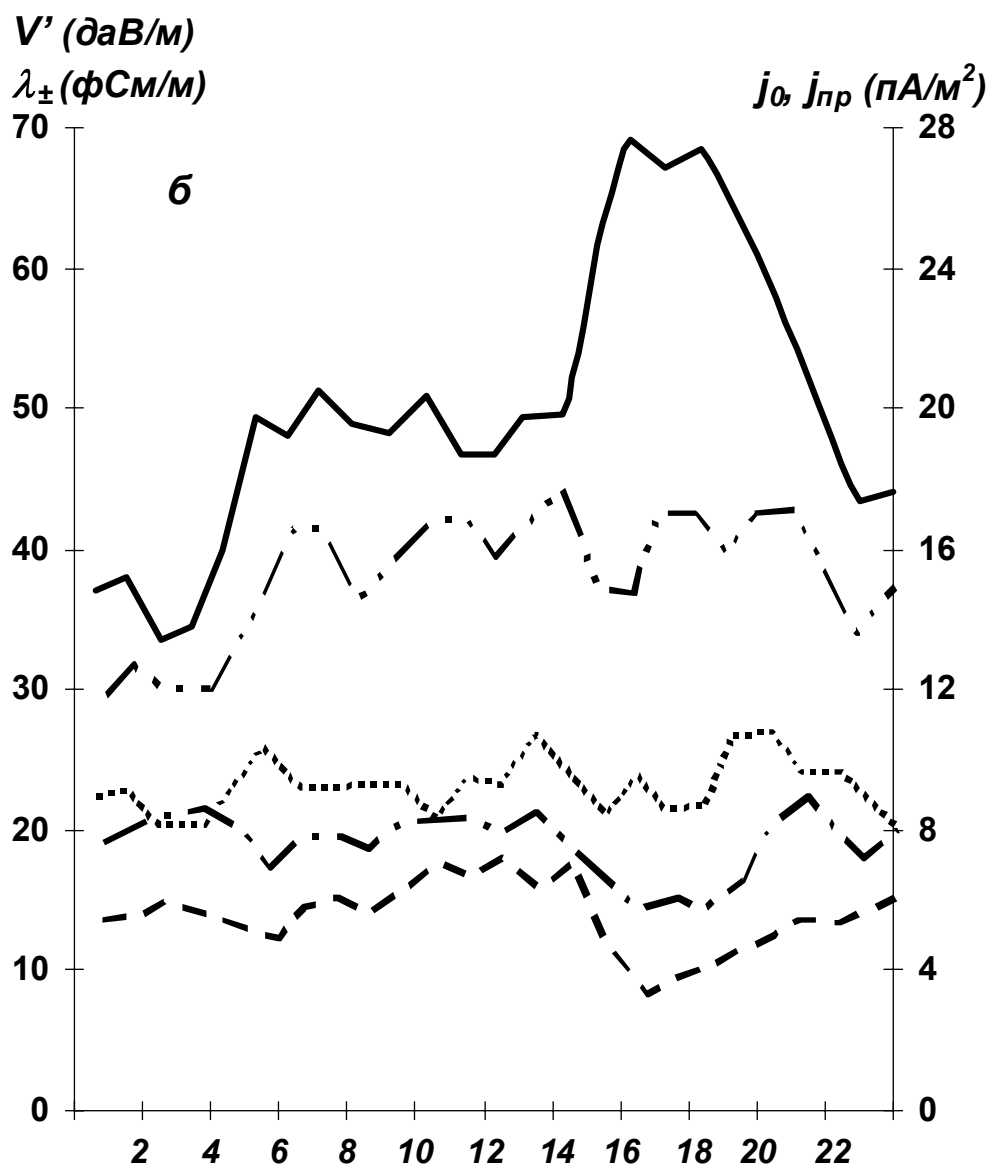


Рис. 5.6.

Суточные вариации градиента потенциала  $V'$  электрического поля атмосферы, полярных проводимостей воздуха  $\lambda_{\pm}$ , плотности полного вертикального тока атмосферы  $j_0$  и тока проводимости  $j_{пр}$ . (апрель 1990).

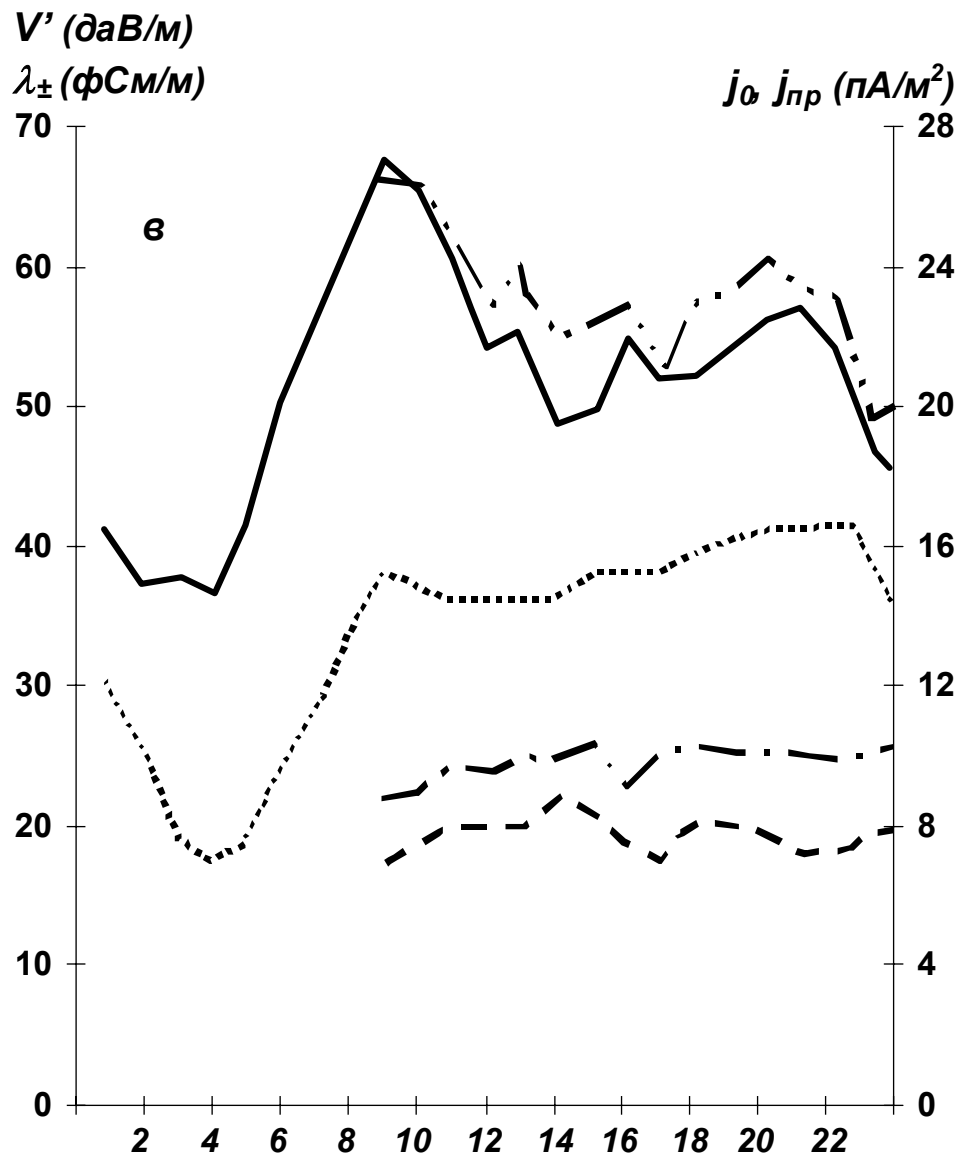


Рис. 5.7.

Суточные вариации градиента потенциала  $V'$  электрического поля атмосферы, полярных проводимостей воздуха  $\lambda_{\pm}$ , плотности полного вертикального тока атмосферы  $j_0$  и тока проводимости  $j_{pr}$ . (сентябрь 1990 г).

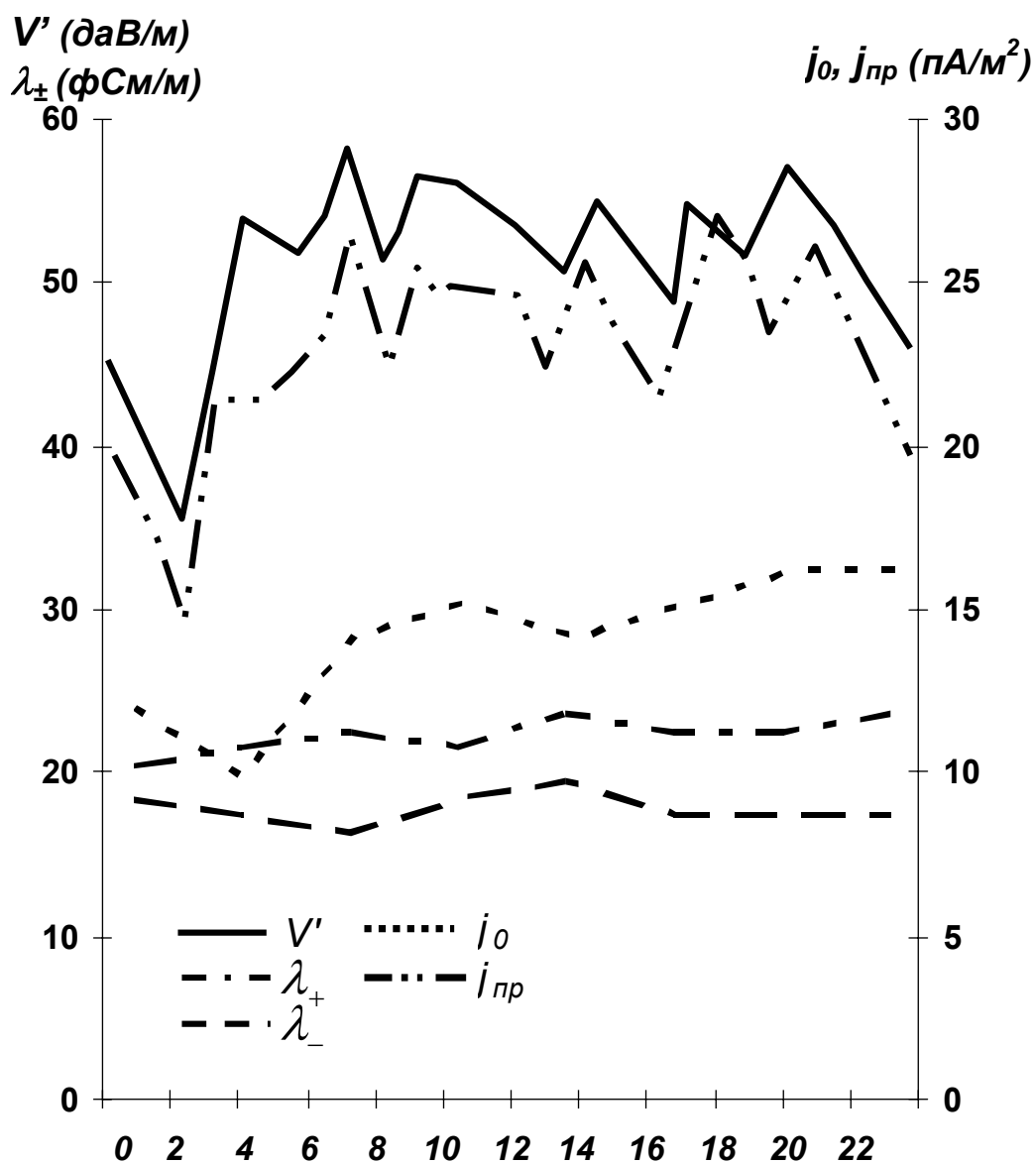


Рис. 5.8.

Среднее значение концентрации ядер конденсации на высоте 1,5 м составило  $400500 \text{ см}^{-3}$ . При направлениях ветра со стороны Баксанского ущелья число ядер увеличивалось, максимальные значения достигали  $1100 - 1200 \text{ см}^{-3}$ .

В табл.5.1 – 5.4 представлены средние трехчасовые значения измеренных величин, вычисленного тока проводимости.

Рассмотрим, как ведет себя величина  $V'$ . Большие значения  $V'$ , вероятно, обусловлены орфографией (площадка станции представляет собой

небольшой местный гребень относительно горы Чегет). Суточный ход  $V'$ , полученный в апреле, согласуется с глобальной унитарной вариацией градиента потенциала.

Появление в летние месяцы дневного максимума, по-видимому, связано с действием «конвективных генераторов» (austausch generator) в приземном слое [123].

**Таблица 5.1**

*Средние значения  $V', \lambda_{\pm}, j_{np}, j_0$ , в августе/сентябре 1989 г.*

UT	0-3	3-6	6-9	9-12	12-15	15-18	18-21	21-24
LT	20-23	23-02	02-05	05-08	08-11	11-14	14-17	17-20
$V'$	400	500	620	550	550	550	580	510
$\lambda_+$	22	22	22	23	22	22	22	23
$\lambda_-$	27	18	16	19	19	18	19	22
$j_{np}$	18	20	24	23	24	22	24	22
$j_0$	12	14	15	12	14	14	16	16

**Таблица 5.2**

*Средние значения  $V', \lambda_{\pm}, j_{np}, j_0$  в апреле 1990 г.*

UT	0-3	3-6	6-9	9-12	12-15	15-18	18-21	21-24
LT	20-23	23-02	02-05	05-08	08-11	11-14	14-17	17-20
$V'$	360	420	510	490	490	690	650	470
$\lambda_+$	20	19	19	20	19	14	16	20
$\lambda_-$	14	13	14	16	16	8	10	13
$j_{np}$	12	13	16	16	16	15	16	15
$j_0$	9	9	9	9	9	8	8	9

**Таблица 5.3.**

*Средние значения  $V', \lambda_{\pm}, j_{np}, j_0$  в сентябре 1990г.*

UT	0-3	3-6	6-9	9-12	12-15	15-18	18-21	21-24
LT	20-23	23-02	02-05	05-08	08-11	11-14	14-17	17-20
$V'$	380	550	600	580	500	510	540	480
$\lambda_+$	—	—	22	23	24	24	24	24
$\lambda_-$	—	—	17	19	20	18	18	18
$j_{np}$	—	—	23	24	22	21	23	20
$j_0$	10	8	13	14	14	15	15	16

Таблица 5. 4.

Средние значения  $V'$ ,  $\lambda_{\pm}$ ,  $j_{np}$ ,  $j_0$  в сентябре 1992г.

UT	0-3	3-6	6-9	9-12	12-15	15-18	18-21	21-24
LT	20-23	23-02	02-05	05-08	08-11	11-14	14-17	17-20
$V'$	370	530	570	550	500	530	560	470
$\lambda_+$	21	22	23	22	24	23	23	24
$\lambda_-$	19	18	17	19	20	18	18	18
$j_{np}$	15	21	23	24	22	21	23	20
$j_0$	12	10	14	15	14	15	16	16

*Примечание.* В табл. 4.1 – 4.4: UT – гринвичское время, LT – местное время;  $V'$  – В/м;  $\lambda_{\pm}$  – фСм/м;  $j_{np}$ ,  $j_0$  – пА/м<sup>2</sup>;  $q$  – пар ионов/(см<sup>3</sup>с).

В это время отсутствует снежный покров, и после восхода солнца на станции происходит быстрое прогревание воздуха, которое и обуславливает конвекцию. Интересно отметить, что  $V'$  повышается в момент непосредственного освещения поверхности станции солнечными лучами, примерно на 1 ч позднее астрономического восхода солнца. Именно последнее обстоятельство позволяет четко проявиться дневному максимуму по времени, в противном случае можно было бы ожидать его совпадения с утренним минимумом, что, вероятно, привело бы к суточной вариации с одним дневным максимумом. Такие же суточные вариации  $V'$  были получены при наблюдениях на пике Терскол и Приюте 11 [116,117, ]. В этих работах появление летнего максимума объясняется увеличением влажности воздуха за счет испарения ледников и конвективного выноса влажного воздуха из долины, однако это должно было сказаться на проводимости воздуха, что не было зафиксировано во время измерений на Чегете. Кроме того, эти пункты наблюдений расположены ближе к Эльбрусу, чем станция на Чегете (она находится на расстоянии около 4 км от рассматриваемых пунктов и примерно на расстоянии 7 – 8 км от вершин Эльбруса), и поэтому на данных  $V'$ , вероятно, сказывался эффект частичного экранирования электрического поля вершинами Эльбруса. Это предположение



подтверждается небольшими абсолютными значениями  $V'$ , полученными на этих станциях.

Перейдем к рассмотрению данных электрической проводимости воздуха. Разница в средних значениях  $\lambda_+$  летом и весной объясняется наличием в апреле снежного покрова на станции толщиной 1,5 – 2 м, вследствие чего уменьшается количество радиоактивных эманаций из почвы. Корреляция  $\lambda_-$  с вариацией  $V'$  обусловлена электродным эффектом, усиленным тем, что датчик электрической проводимости воздуха был установлен на крыше здания, т. е. в сильном электрическом поле. Летом  $\lambda_+$  постоянна в течение суток, минимум в суточном ходе, проявившийся весной, по-видимому, связан с небольшим количеством данных в эти часы, оставшихся после выборки по условиям невозмущенной погоды. Коэффициент униполярности  $\gamma$  летом зависит от значения  $V'$ : при  $|V'| > 450$  В/м,  $\gamma > 1$ , при  $|V'| \leq 450$  В/м,  $\gamma < 1$ ; в апреле  $\gamma > 1$  и не зависит от  $V'$  (рис. 5.9).

Сравнение значений  $j_0$  и  $j_{np}$  говорит о наличии турбулентного тока в атмосфере. В суточных вариациях  $j_0$  и  $j_{np}$  просматривается утренний минимум (02 – 04 UT). Это подтверждает обусловленность суточного хода  $j_0$  и  $V'$  унитарной вариацией [138,141].

Измерения плотности полного вертикального тока, проведенные в апреле, позволили рассчитать параметр Долезалека

$$\Omega = j_0/j_{np} \quad (5.1)$$

где  $j_{np} = -V'(\lambda_+ + \lambda_-)$  – расчетная плотность тока проводимости;  $j_{np}$  – измеренное значение плотности полного тока. Значение  $\Omega$ , рассчитанное по часовым данным, равно 0,5 – 1,2. С уменьшением  $j_{np}$  значение  $\Omega$  растет (рис. 5.10-). Интервал значений  $\Omega$  соответствует тому, что используют зарубежные исследователи [103] для отбора данных об атмосферном электричестве. Так как при расчете  $\Omega$  мы использовали данные, отобранные по метеорологическим критериям невозмущенной погоды, то можно сделать

вывод об адекватности применяемых нами и за рубежом методик отбора данных об атмосферном электричестве.

Значения  $q$ , полученные на Чегете, больше, чем измеренные в условиях равнины [124]. Этот факт может быть объяснен двумя причинами: более высокой интенсивностью космических лучей на высоте 3000 м и наличием радона или  $\beta$ -излучения на поверхности. Наличие больших радиоактивных эманаций привело бы к заметному увеличению электрической проводимости воздуха на станции и ее суточному ходу (в данном случае из-за электродного эффекта имеется в виду только  $\lambda_{\pm}$ ). Так как этого нет, то, видимо, большие значения  $q$  обусловлены космическими лучами. К сожалению, нет метода проверки камеры, применяемой для измерения  $q$ , поэтому не ясно, происходит ли на ней накопление радиоактивных элементов, которое может привести к увеличению измеряемых значений  $q$ . Среднее количество ядер конденсации на станции имеет порядок  $10^8 \text{ м}^{-3}$ .

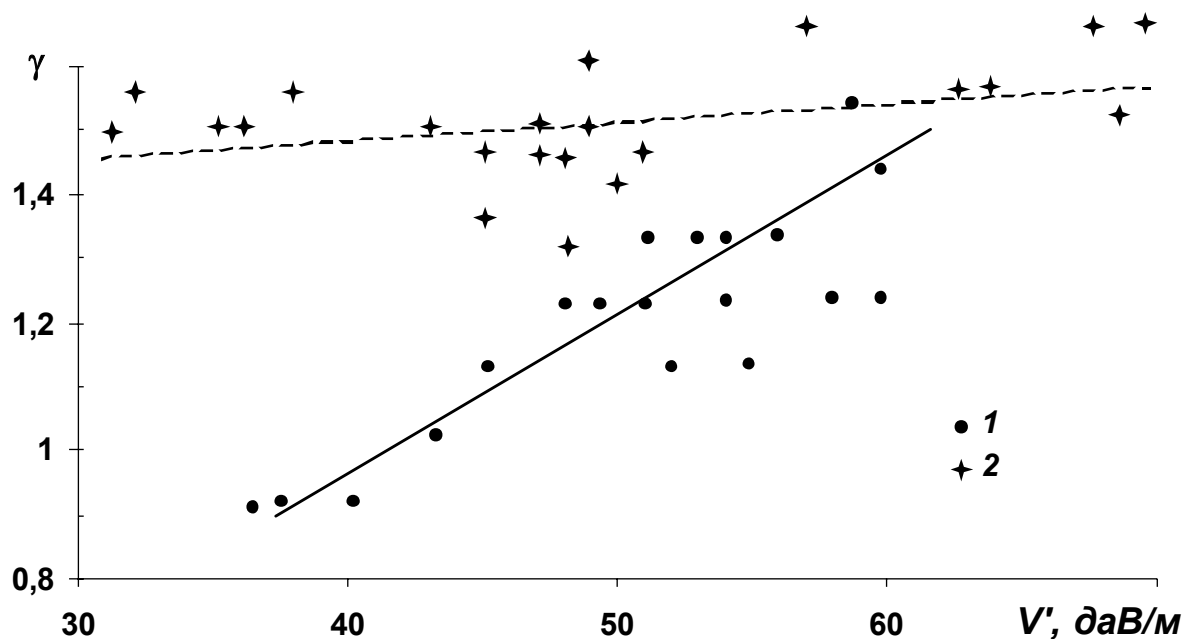
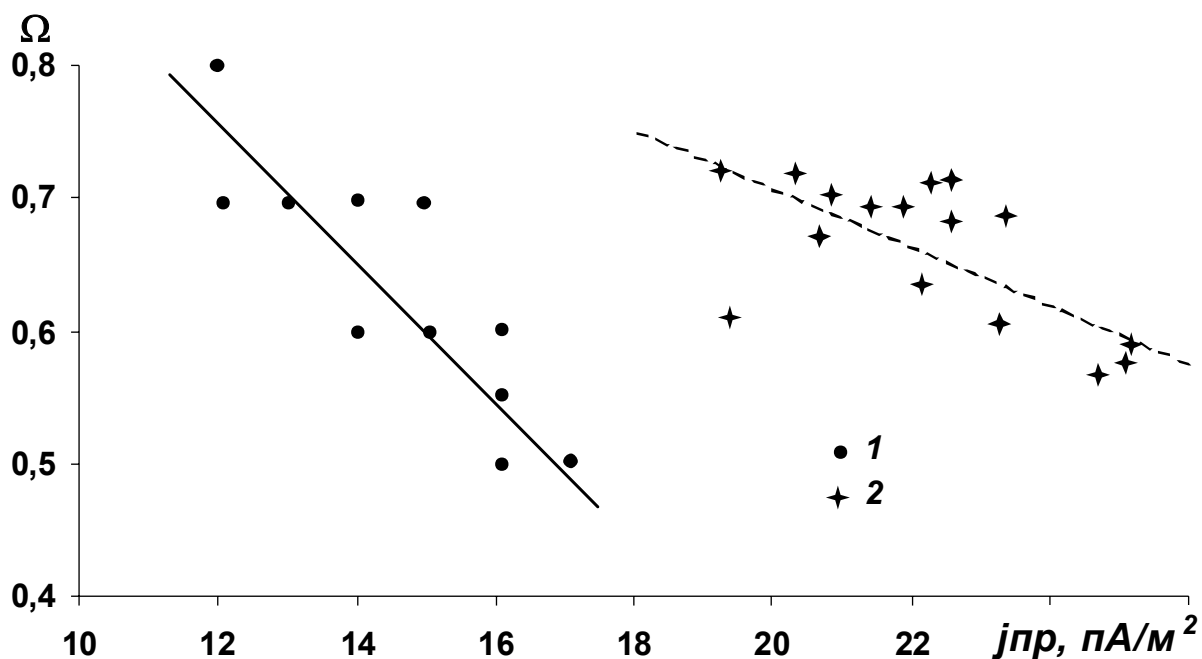


Рис. 5.9.

Зависимость коэффициента униполярности  $\gamma$  от значений  $V'$

(1 – август-сентябрь 1989г., 2 – апрель 1990г.)



**Рис. 5.10.**

Зависимость параметра  $\Omega$  от значений  $j_{пр}$ .

(1 – апрель 1990г., 2 – сентябрь 1990г.)

Такие концентрации аэрозольных частиц практически не влияют на электрические параметры атмосферы [124]. Значения порядка  $10^9$  частиц в  $\text{м}^3$ , зафиксированные в отдельные дни на станции, могут дать лишь небольшой вклад (несколько процентов) в проводимость воздуха. Поэтому можно говорить о незначительности влияния аэрозоля на данной станции.

Итак, анализ полученных данных позволяет сделать вывод, что вариации  $V'$  и  $j_0$  обусловлены глобальными факторами. Малые количества аэрозольных частиц на станции и отсутствие сильных источников ионизации позволяют рекомендовать станцию Пик Чегет для наблюдений за атмосферным электричеством на фоновом уровне. При этом следует проводить соответствующий отбор данных с учетом климатологической и метеорологической обстановки.

### 5.3. Связь напряженности электрического поля с плотностью электрического заряда

Электрические процессы в приземном слое обуславливаются действием электродного эффекта, который приводит к появлению объемного заряда вблизи поверхности земли [125,127]. Результирующее электрическое поле в соответствии с уравнением Пуассона может быть представлено в виде:

$$E = E_0 - 4\pi \int_0^z \rho(z) dz, (5.2)$$

где  $E$  – напряженность электрического поля,  $\rho$  - плотность электрического заряда.

Плотность электрического заряда  $\rho$  в свою очередь входит в выражение для плотности вертикального тока  $j$ :

$$-k \frac{d\rho}{dz} - \lambda E = j/4\pi, (5.3)$$

где  $k$  – коэффициент турбулентной диффузии. Плотность полного вертикального тока обусловлена как электрическим полем, так и турбулентной диффузией.

Экспериментальные исследования атмосферно-электрических величин, проведенные на высокогорной станции пик Чегет в Приэльбрусье [126,128], установили, что атмосфера на станции характеризуется малыми значениями концентраций аэрозольных частиц (400-500 см<sup>-3</sup>) и отсутствием сильных источников ионизации (среднее значение интенсивности ионообразования на высоте 1 метр летом составляют 20 пар ионов/(см<sup>3</sup> с). Суточный ход  $V$ , приведенный на рис. 1 и 2, характеризуется ярко выраженным утренним минимумом (01 – 04 UT) и вечерним максимумом (16 – 22 UT). В апреле оба экстремума смещены к полудню. В августе в суточном ходе появляется еще один максимум (06 – 08 UT). Суточный ход  $V$ , полученный в апреле, хорошо согласуется с глобальной унитарной вариацией градиента потенциала.

В апреле среднее значение плотности полного тока  $j_0$  составило 8,6 пА/м<sup>2</sup>. Суточная вариация  $j_0$  невелика (рис. 5.6), но в ней просматривается утренний минимум (02 – 04 UT). Среднее значение плотности тока проводимости  $j$ , рассчитанное по формуле  $j = \lambda \cdot E$  ( $\lambda$  суммарная проводимость воздуха) равно 14 пА/м<sup>2</sup>. В августе-сентябре среднее значение  $j$  составило 14 пА/м, а  $j_0$  - 22 пА/м<sup>2</sup>. В суточном ходе  $j_0$ , измеренном в сентябре четко выражена вариация с утренним минимум (02 – 06 UT) и вечерним максимум (20 – 23 UT) (рис. 5.7,5.8).

Утренний минимум в суточных вариациях  $j_0$  подтверждает связь суточного хода электрического поля и плотности тока унитарной вариацией. Однако разница значений  $j_0$  и  $j$  говорит о наличии турбулентного тока в атмосфере, причиной которого является перенос электрического заряда вблизи поверхности земли за счет турбулентной диффузии.

На основании измеренных значений напряженности электрического поля, полярных проводимостей воздуха рассчитаны значения плотности электрического заряда по формуле:

$$\rho = \frac{\lambda_+}{b_1} - \frac{\lambda_-}{b_2}. \quad (5.4)$$

Значения подвижностей аэроионов задавались равными:  $b_1 = b_2 = 1,3 \cdot 10^{-4} \text{ м}^2 \text{ с}^{-1} \text{ В}^{-1}$ . В таблице 5.5 приведены среднечасовые значения  $E$ ,  $j_0$  и  $\rho$ . Суточные вариации электрических величин приведены на рис.5.11-5.13

Коэффициенты корреляции между значениями  $E$  и  $\rho$  составили 0,76 в августе и -0,07 в апреле соответственно. Коэффициенты корреляции между  $j_0$  и  $\rho$  равны 0,99 в августе, и 0,98 в апреле. Таким образом объемный заряд играет существенную роль в летние месяцы, где он имеет суточный ход, который хорошо согласуется с ходом электрическим поле, что подтверждается появлением дополнительного максимума.

Таблица 5.5.

Среднечасовые значения напряженности электрического поля ( $E$ ), плотности полного тока ( $j_0$ ) и плотности электрического заряда ( $\rho$ ) в сентябре и апреле.

УТ	E, даВ/м		$j_0$ , пА/м <sup>2</sup>		$\rho$ , пК/м <sup>3</sup>	
	август	апрель	август	апрель	август	апрель
0-1	42	36,5	20	12	-23,1	38,5
1--2	39,4	37,7	17	13	-15,4	46,2
2--3	37,7	32,7	16	12	-15,4	46,2
3--4	44,7	34,1	19	12	0	53,8
4--5	49,5	39,6	20	13	30,8	53,8
5--6	56,4	50,8	22	14	46,2	38,5
6--7	62,4	49	23	16	46,2	38,5
7--8	61,1	52,5	26	16	61,5	30,8
8--9	62,6	50,4	22	14	15,4	30,8
9--10	56,2	48,9	25	15	46,2	38,5
10--11	56,1	51,7	23	16	30,8	23,1
11--12	51,4	46,7	21	16	30,8	30,8
12--13	56,6	46,5	24	15	7,7	15,4
13--14	52,9	49,9	23	16	23,1	38,5
14--15	54,8	50	25	17	38,5	7,7
15--16	52,6	64,5	23	14	38,5	38,5
16--17	57,8	72,4	22	14	38,5	46,2
17--18	55,6	69,7	21	16	23,1	46,2
18--19	62,2	70,7	26	16	30,8	30,8
19--20	59,5	66,2	25	15	23,1	38,5
20--21	53,5	58,9	22	16	15,4	61,5
21--22	53,6	50,6	24	16	15,4	69,2
22--23	53,5	44,7	22	13	7,7	38,5
23--24	46,9	44,9	19	15	7,7	46,2

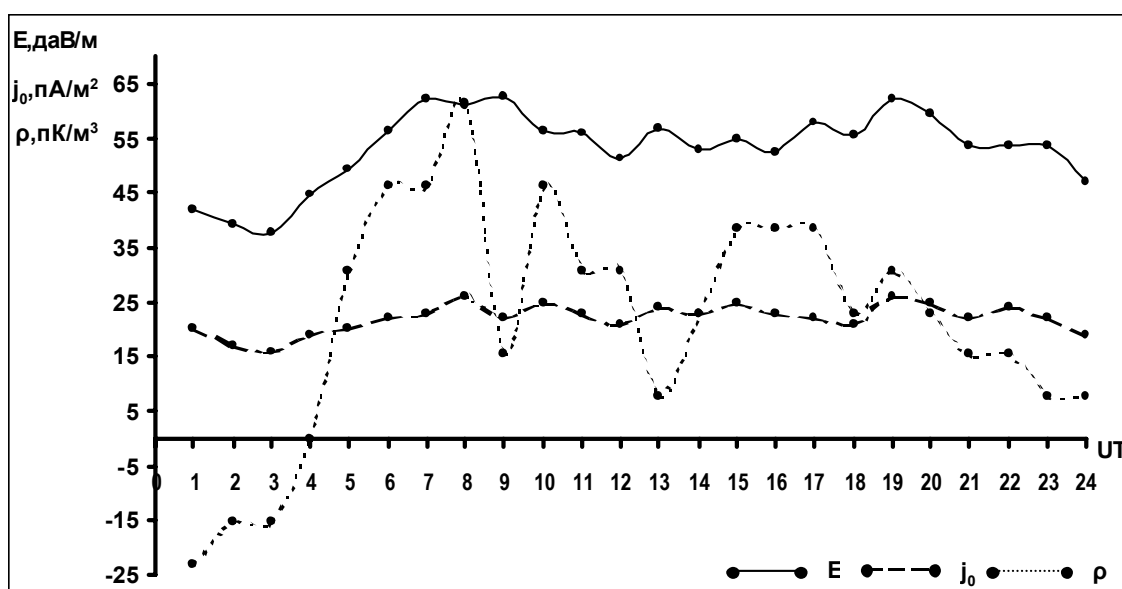


Рис.5.11.

Суточные вариации напряженности электрического поля  $E$ , плотности тока  $j_0$  и плотности электрического заряда  $\rho$  в августе.

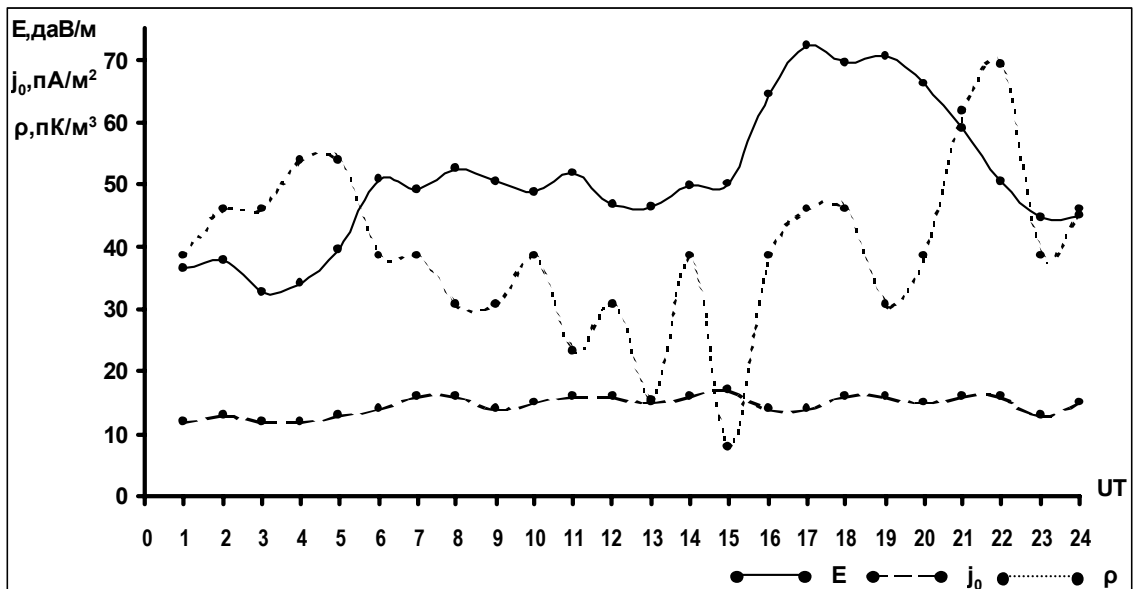


Рис.5.12.

Суточные вариации напряженности электрического поля  $E$ , плотности тока  $j_0$  и плотности электрического заряда  $\rho$  в апреле.

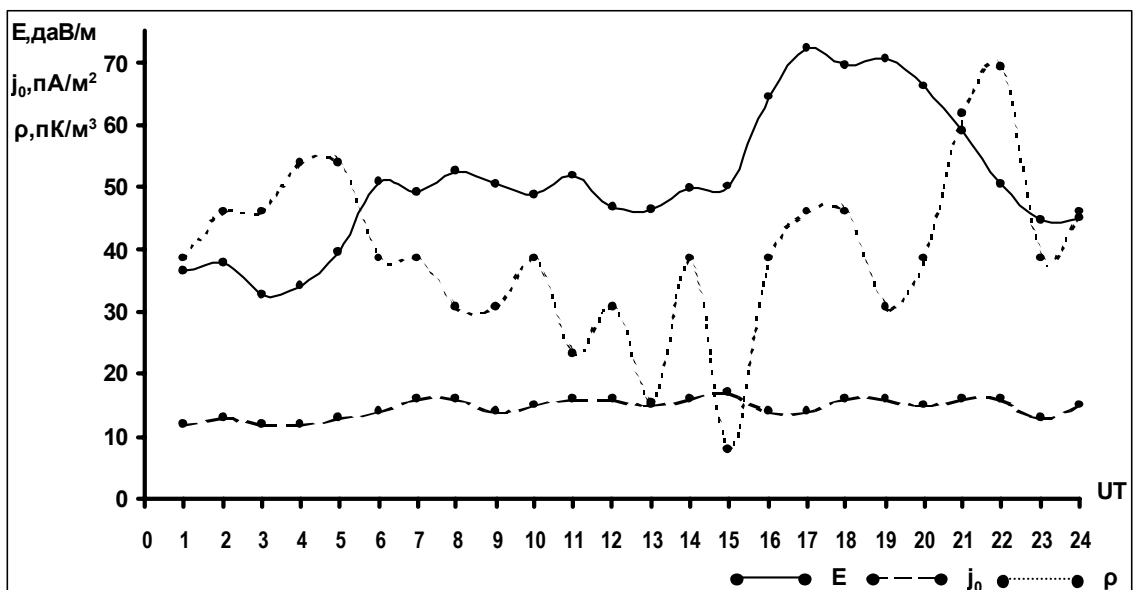


Рис.5.13.

Суточные вариации напряженности электрического поля  $E$ , плотности тока  $j_0$  и плотности электрического заряда  $\rho$  в сентябре.

#### **5.4. Рекомендации по методике анализа атмосферно-электрических данных наземной сети**

На протяжении последних нескольких десятилетий ведется дискуссия о возможности выделения глобальных эффектов в атмосферном электричестве по данным наземной сети [184,160,111]. Существуют две крайние точки зрения: первая утверждает, что локальные возмущения приземного слоя и аэрозоль в атмосфере обуславливают и большую изменчивость электрических данных, и появление особенностей в суточном и сезонном ходах, что на их фоне невозможно выделение глобальных вариаций электрического поля [184], вторая предполагает, что при наличии длинных рядов наблюдений, используя специальные статистические методы и предъявляя жесткие требования к методике измерений, в особенности к размещению аппаратуры, подобная задача может быть решена [111,160]. Реально дело обстоит так, что в некоторых местах влияние локальных факторов мало и глобальные эффекты на их фоне легко выделяются, а в других это сделать практически невозможно. Ярким примером первого случая является глобальная унитарная вариация градиента потенциала, хорошо проявляющаяся при наблюдениях в океане [182,147]. Но на континентальных станциях решение этой задачи весьма затруднено [102,147]. Этот факт объясняется прежде всего большим загрязнением атмосферы аэрозольными частицами на континенте, чем в открытом океане [147].

Можно предполагать, что континентальные станции при отсутствии на них значительных загрязнений могут быть глобально-репрезентативными в электрическом отношении. Примером этому могут служить пункты наблюдения, расположенные в высокогорных районах [110,157], где отсутствуют сильные источники ионизации и концентрации аэрозольных частиц малы.

Таким образом, отбрасывая влияние изменений концентрации аэрозольных частиц в атмосфере, могущих при достаточно больших



концентрациях влиять на ее электрическое состояние, остается рассмотреть вопрос об изменчивости электрических характеристик под влиянием электродного эффекта.

Как видно из анализа результатов моделирования нетурбулентного случая, приведенных в первой главе, электродный эффект во всем электродном слое (отношение  $E_0/E_\infty$ ) мало зависит от значения внешнего электрического поля  $E_\infty$ , однако, электродный эффект на высоте нескольких метров (отношение  $E(z)/E_\infty$ ) при этом заметно меняется, но эти изменения уменьшаются с высотой.

Влияние интенсивности ионообразования велико вблизи поверхности земли и может приводить к реверсу электродного эффекта и появлению отрицательного объемного заряда у земли.

Анализ результатов моделирования электрического состояния турбулентного приземного слоя, полученных в третьей главе, показывают высокую изменчивость электрических характеристик вблизи поверхности земли под влиянием турбулентной диффузии, которая определяется метеорологическими факторами и подтверждает идею, высказанную в работе [102] о возможности создания турбулентного возмущения в приземном слое, сопоставимом с унитарной вариацией. Наряду с этим показано, что при сильных электрических полях ( $E_0 \sim 500 \text{ В}\cdot\text{м}^{-1}$ ) влияние турбулентности ослабевает и распределения электрических характеристик становится близкими к случаю классического электродного эффекта.

Рассмотрим теперь вопрос о выделении на этом фоне глобальных эффектов в атмосферном электричестве. Для этого необходимо уточнить, как мы понимаем турбулентную диффузию в приземном слое: как глобальный или локальный фактор. Тот факт, что турбулентное перемешивание в атмосфере происходит в любом месте земной поверхности и при этом имеет четко выраженный суточный ход, обусловленный разницей ночных и дневных температур, отражает глобальную сторону этого метеорологического процесса [98,133]. С другой стороны, суточные

колебания, связанные с турбулентной диффузией, происходят по местному времени, тогда как, например, глобальная унитарная вариация градиента потенциала электрического поля атмосферы проявляется одновременно на всем земном шаре вне зависимости от месторасположения пункта наблюдений во временном поясе [185]. Поэтому выделение такого периодического сигнала на фоне локальных факторов достаточно просто решаемая задача, особенно при использовании данных по нескольким станциям [134].

Гораздо сложнее обстоит дело, когда глобальное возмущение является эпизодическим, например, эффект влияния солнечной вспышки на электрическое поле. В этом случае необходимы детальный анализ возмущения, происходящего в электрическом поле, и определение, не связан ли он с локальными причинами, о которых говорилось выше.

Для решения подобных задач о выделении глобальных эффектов на фоне локальной изменчивости электрических данных на основании результатов моделирования электрического состояния приземного слоя можно сделать следующие выводы – рекомендации для станций наземной сети:

- для решения задач фоновый мониторинга атмосферного электричества необходимо размещать пункты наблюдения в таких районах, где концентрации аэрозольных частиц в атмосфере не превышают по порядку  $10^9$  м<sup>-3</sup>. Такими районами, расположенными на континентах, могут быть полярные или высокогорные области;
- современную методику анализа электрических данных по условиям невозмущенной погоды следует детализировать, разбивая данные по значениям коэффициента турбулентности, измеренного в приземном слое. В случае невозможности проведения соответствующих измерений коэффициента турбулентности можно использовать разбивку по скорости приземного ветра в диапазонах (1-3) м·с<sup>-1</sup> и (4-6) м·с<sup>-1</sup>, отдельно выделяя случаи штилевых условий;

– для уменьшения влияния электродного эффекта предлагается изменить способ и высоту установки датчиков. Лучше всего устанавливать датчики в одной плоскости и на максимально высокой (возможной, с конструктивной точки зрения) высоте, таким образом, уменьшая влияние электродного эффекта и делая данные более сопоставимыми с теоретическими расчетами. При этом необходимо, насколько это возможно, уменьшить конструктивным путем влияние на измеренные параметры искажений, создаваемых самими датчиками;

– целесообразно экспериментально проверить результат, полученный в теории, об уменьшении влияния метеорологических условий при усилении электрического поля, то есть для этого установить датчики в усиленном искусственном (способы установки) поле. Таким образом, полученные данные можно будет интерпретировать, с точки зрения классического электродного эффекта, где количество факторов, определяющих изменчивость электрических характеристик ограничено. При этом необходимым остается условие о малых концентрациях аэрозольных частиц в атмосфере.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В монографии представлены результаты многолетних исследований атмосферно-электрических явлений на Северном Кавказе.

Северного-Кавказский регион в весенне-осенний период характеризуется интенсивной грозовой деятельностью, одной из самых высоких на территории бывшего СССР. Для решения ряда практических задач, в частности, связанных с грозозащитой, необходимо знать вероятность появления в данном районе того или иного числа дней с грозой, вероятность превышения заданного уровня грозовой активности, их изменчивость от года к году и т.д.

В формировании электрической структуры грозовых облаков и в возникновении и развитии молниевых разрядов в них существенную роль играют процессы электризации гидрометеоров при замерзании облачной воды.

К настоящему времени изучены и другие механизмы электризации: «взрывная» электризация замерзающих капель воды, электризация при росте градин, электризация тающих градин. Несмотря на это роль их и вклад каждого из них в разделении электрических зарядов в облаке до конца не изучены.

Для наблюдения за развитием и движением грозовых очагов находят все большее применение радиолокация. За последние годы для таких наблюдений стали применяться специальные радиолокационные станции с большой излучаемой мощностью, высокочувствительным приемным устройством, работающих в длинноволновой части радиодиапазона.

Исследование условий возникновения электрической активности конвективных облаков являются особо важными для разработки способа активного воздействия на грозу и эффективного решения задач по молниезащите. Решение этих задач особо актуально для Северного Кавказа, отличающегося значительной климатической неоднородностью территории

Важность явлений, происходящих в приземном слое, обусловлена в первую очередь тем, что в нижних слоях атмосферы сосредоточена значительная часть человеческой деятельности. Понимание протекающих в этих слоях процессов является основой для разработки методов контроля антропогенного воздействия на атмосферу в целом.

Существует определенный разрыв между теорией и экспериментом в части интерпретации данных, получаемых при наземных наблюдениях за атмосферным электричеством. Это обусловлено, как значительной изменчивостью экспериментальных данных под действием большого количества метеорологических факторов, так и несовершенством методики проведения экспериментов.

Разработка всех этих трудных и важных проблем требует дальнейшего развития теории электричества приземного слоя, постановки и проведения специальных экспериментальных исследований. Однако уже сейчас при организации длительных наблюдений за атмосферным электричеством в приземном слое следует учесть рекомендации, сделанные в настоящей работе

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ализаде А.А., Хыдыров Ф.Л. Результаты оптико-осциллографического метода исследования разряда молнии в Азербайджане//Атмосферное электричество. Труды II Всесоюзного симпозиума.-Ленинград-26-28 октября 1982 г.- С.244-246.- Л.:Гидрометеиздат
2. Качурин Л.Г., Морачевский В.Г. Кинетика фазовых переходов воды в атмосфере. Л., Гидрометеиздат. 1965, 114 с.
3. Мейсон Б.Дж. Физика облаков. – Л., Гидрометеиздат, 1961, 542 с.
4. Мучник В.М. Физика грозы. - Л: Гидрометеиздат, 1974, с. 252-257.
5. Чалмерс Дж.А. Атмосферное электричество. – Л., Гидрометеиздат, 1974, 420 с.
6. Юман М. Молния.-М.:Изд-тво «Мир».-1972.-328с.
7. Ribeira J.C. On the thermo-dielectric effect//Ann. Acad. Brasil. Sci.-1950.-Vol.22.-№ 3.-P.547-556.
8. Workman E.J., Reynold S.E. Electrical phenomena occurring during the freezing of delute aqueous solution and their possible relationship to thunderstorm electricity//Phys.Rev.-1956.-Vol.94, № 4.-P.1073-1075.
9. Workman E.J. The possible role of ammonia in thunderstorm electrification. – In: Proc. Intern. Conf. Cloud Phys., Toronto, 1968, p. 653-656.
10. Имянитов И.М. Электрическая структура конвективных облаков (Cu cong) и ее связь с движением воздуха в облаках. Исследование облаков, осадков и грозового электричества. М., Гидрометеиздат, 1961, с. 225-238.
11. Машуков Х.М. К вопросу о ракетных измерениях напряженности электрического поля в грозовых и градовых облаках//Труды ВГИ.-1976.- Вып.35.-С.38-50.
12. Browning K.A. On the structure and growth of some giant hailstones//Proc.Intern. Conf. Cloud Phys., Tokyo.-1965.-P.276-280.

13. Evans W.H. Electric fields and conductivities in thunderclouds//J.Geophys.Res.-1969.-Vol.74.-№4.-P.939-948.
14. Huzita A. , Ocawa T. Charge distribution in the average thunderstorm cloud//J.Met.Soc.Jahan.-1976.-Vol.54.-P.285-288.
15. Kuettner J., Lavoie R. Studies of charge generation during riming in natural supercooled clouds//In: Recent advances in atmosphere electricity.-L., Pergamon Press.-1958.-P.391-396.
16. Mason B.J. A critical examination of theories of charge generation in thunderstorm//Tellus.-1953.-№5.-P.446-460.
17. Wilson C.T.R. A theory of thunderclouds electricity//Proc.Roy.Soc.(A).-1956.-№ 1206.-P.297-317.
18. Gunn R. The free electrical charge on the precipitation inside the active thunderstorm//J. Geophys.Res.-1950.-Vol.55.-№2.-P.171-178.
19. Имянитов И.М. К вопросу об электризации и проводимости грозных облаков//Дан. ССР. –1965ю-Т.109.-№1.-С.77-83.
20. Имянитов И.М., Чубарина Е.В. Интегральные электрические характеристики облаков слоистых форм.//Труды ГГО.-1970.-Вып.252.
21. Имянитов И.М., Чубарина Е.В. Электричество свободной атмосферы. – Л., Гидрометеиздат, 1965, 240 с.
22. Имянитов И.М. Строение и условия развития грозных облаков. – Метеорология и гидрология, 1981, № 3, с. 5-17.
23. Имянитов И.М., Чубарина Е.В. К вопросу об условиях развития электрического разряда в облаках//Атмосферное электричество. Труды II Симпозиума. Ленинград, 26-28 октября 1982г.-Л.: Гидрометеиздат.-1984.-102-104.
24. Имянитов И.М., Чубарина Е.В., Шварц Я.М. Электричество облаков.-Л.: Гидрометеиздат.-1971.-93 с.
25. Twomey S. The electrification of individual cloud droplets //Tellus.-1956.-Vol.8, №4., 1957.-Vol.9, №3.

26. Gunn R. Diffusion charging of atmospheric droplets by ions and the resulting combination coefficients//J.Met.-1954.-Vol.11, №5.-P.339-347.
27. Красногорская Н.В. Электричество нижних слоев атмосферы и методы его измерения.-Л.: Гидрометеиздат.-1972.-323 с.
28. MaccGready P.B., Proudfit A. Observations of hydrometeors //Trans.Amer.Geophys.Union.-1963.- Vol.44, №1.-P.52.
29. Eigen M., De Mayers L. Self-dissociation and protonic charge transport in water and ice//Proc.Roy.Soc.-1958.-A.247.-№1251.-P.505-533.
30. Anaphta N.G., Chalmers B.J. // Appl .Phys..-1967.-Vol.11.-P.4416.
31. Gobb A.W. Interfacial electrical effects observed during the freezing of water//New Mexico Institute of Mining and Technology, Socorro New Mexico, 1964.
32. Lodge J.P., Bayers M.L., Pierrard J.M.//J. Chem. Phys.- 1956.- Vol.24, №4.-P.716.
33. Брылев Г.Б., Гашина С.Б., Линев А.Г., Солонин А.С. Иерархические алгоритмы распознавания гроз и ливней по данным радиолокационной метеорологической информации//Труды IV Всесоюзного совещания по радиометеорологии.-Таллин, 20-23 апреля 1982 г., Л.: Гидрометеиздат.-1984.-С.52-55.
34. Качурин Л.Г., Дивинский Л.И., Иванов Б.Д. Изучение конвективных облаков в метровом диапазоне радиоволн//Изв.АН СССР. Сер.Физика атмосферы и океана.-1979.-№7.-С.724-730.
35. Степаненко В.Д., Гальперин С.М. Радиотехнические методы исследования гроз. – Л., Гидрометеиздат, 1983, 204 с.
36. Battan L.J. Cloud seeding and cloud-to-ground lightning//J.Appl.Met.-1967.-Vol.6, №1.-P.102-104.
37. Miles V.G. Radar echoes associated with lightning// J. Atmos. Terr. Phys.-1970.-№3.-P.258-262.
38. Степаненко В.Д. Радиолокация и метеорология.- Л.:Гидрометеиздат, 1973.-343 с.



39. Ligda M.G.H. The . radar observation of lightning// J. Atmos. Terr. Phys.-1956.-№9.-P.329-346.
40. Weather modification. Tenth Annual Rep., Washington.-1986.
41. Атлас Д. Успехи радарной метеорологии. -Л.: Гидрометеиздат. 1967.- 193 с.
42. Кононов И.И., Петренко И.А., Снегуров В.С. Радиотехнические методы местоопределения грозовых очагов.- Л.: Гидрометеиздат.-1986.-222 с.
43. А.С. 619880 СССР, МКИ 01 13/95. Устройство для регистрации ближних гроз/Иньков Б.К. (СССР).
44. Бондаренко В.Е., Дубовой Э.И., Прижинский В.И. Теоретическое моделирование ударной волны в атмосфере при грозовых разрядах и радиолокациях возникающей области турбулентности.-М.-1987.-48 с.
45. Файзулин Н.А., Семагин Б.В., Плотников В.Д. Опыт разработки и перспективы развития пассивных однопунктных систем местоопределения грозовых очагов//Атмосферное электричество. Труды II симпозиума по атмосферному электричеству. Ленинград, 26-28 октября 1982 г.-Л.: Гидрометеиздат, 1984.-С.174-175.
46. Филиппов А.Х. Грозы Восточной Сибири. Л.: Гидрометеиздат, 1974.-75 с.
47. А.С. 873192 СССР, МКИ G 01 13/95. Грозорегистратор/Потапкин В.И. (СССР).
48. Патент 44-20001, Япония.
49. Кашпровский В.Е. Определение местоположения гроз радиотехническими методами.-М.: Наука, 1966.-248 с.
50. Колоколов В.П. Грозовая деятельность по данным инструментальных наблюдений//Труды ГГО.-1968.-Вып.225.-С.3-15.
51. Кречетов А.А. К вопросу о раздельной регистрации числа грозовых разрядов на землю//Вопросы метеорологии Сибири.-Иркутск, 1979.-С.23-27.

52. Махоткин Л.Г. Дни с грозой, продолжительность гроз и число грозовых разрядов//Труды ГГО.-1980.-Вып.401.-С.11-16.
53. Раков В.А., Дульзон А.А. Исследование некоторых особенностей фронтальных и внутримассовых гроз// Метеорология и гидрология.-1986.-№9.-С.59-63.
54. Lhermitte R., Krehbeil P.R. Doppler radar and radio-observation of thunderstorm//IFFF Trans. Geosci. Electron.-1979.-Vol.17.-№4.-P.162-171.
55. Rustan P.L., Uman N.A., Childers D.G., Beaseley W.H., Lennon K. Lightning source location from VHF radiation data for a flash at a Kennedy Space Center//J.Geophys.Res.-1980.-Vol.85.-№C9.-P.4893-4903.
56. Жекамухов М.К. некоторые проблемы формирования структуры градин.-М.: Гидрометеиздат. 1982.-171 с.
57. Патент № 3760268 США. Прибор, перемещаемый ракетой для измерения электрических полей.
58. Ализаде А.А. Счетчик оптической селекции разрядов молнии воблаках и в землю//Вопросы экономичности и надежности энергетических систем.-М.-1979.-С.127-130.
59. Черкасов В.Н. Молниезащита сооружений в сельской местности.-М.: Россельхозиздат.-1983.-61 с.
60. Колоколов В.П. Характеристика глобального распределения грозовой деятельности//Автореферат на соискание ученой степени доктора географических наук.-Л.: ГГО.-1971.-34 с.
61. Колоколов В.П., Симонова Р.И. Методика составления карт грозовых разрядов//Труды ГГО.-1965.-Вып.177.-С.23-30.
62. Колоколов В.П. О характеристиках глобального распределения грозовой деятельности//Метеорология и гидрология.-1969.-№ 11.-С.47-54.
63. Anderson R., Erikson A. Lightning parameters for engineering applications//Electra.-1980.-№ 9.-P.65-102.
64. Чичинский М.И. Особенности грозопоражаемости в горных районах и их учет при выборе грозозащиты воздушных линий

электропередач//Автореферат диссертации на соискание ученой степени канд.техн.наук.-Ленинград (ЛПИ) .-1984.-18 с.

65. Pritsch V. Zun Problem der Geoelektrischen Britzgefahrdung//Gerland Beitrage Geophysik.-1958.-Vol.67.-№4.-P.304-323.

66. Раков В.А., Дульзон А.А., Потапкин В.И. Разработки методики и аппаратуры для исследования распределений амплитуд токов молнии// Труды расширенного заседания IV секции научного Совета АН СССР по проблеме «Теоретические и электрофизические проблемы молнии и молниезащиты».-Баку.-1984.-С.68-72.

67. Prentice S.A. Computeur de coups, de Loudre Cigre //Electra.-1972, №22.-P.149-171.

68. Лыдзар П.С. Полупроводниковые грозорегистраторы//Труды ГГО.-1974.-вып.157.-С.58-62.

69. Абшаев М.Т., Бурцев И.И., Ваксенбург С.И., Шевела Г.Ф. Руководство по применению радиолокаторов МРЛ-4, МРЛ-5, МРЛ-6 в системе градозащиты.-Л.: Гидрометеиздат.-1980.-230 с.

70. Аджиев А.Х., Богаченко Е.М., Гончаров В.М. Измеритель параметров пакетов импульсов электромагнитного излучения грозовых облаков//Приборы и техника эксперимента.-1986.-№4.-С.219.

71. Аджиев А.Х., Богаченко Е.М., Гончаров В.М. Измерение параметров пакетов импульсов радиоизлучения грозовых облаков в УКВ-диапазоне//Труды ВГИ.-1987.-Вып.69.-С.3-8.

72. Аджиев А.Х., Богаченко Е.М. Импульсно-временные характеристики излучения грозовых облаков в дециметровом диапазоне//Известия АН СССР.-Сер.Физика атмосферы и океана.-1988.-№8.-С.973-979.

73. А.С. 1339467 СССР, МКИ G 01 W 1/16. Устройство для раздельной регистрации наземных и облачных разрядов молний./ А.Х Аджиев, М.М.Акчурина, Е.М.Богаченко (СССР)- 3910118; Заявл. 11.06.85. Оpubл. 23.09.87. Бюл.№ 35.

74. Аджиев А.Х. Результаты комплексного исследования молниевых разрядов на землю и в облаках// Труды расширенного заседания IV секции научного Совета АН СССР по проблеме «Теоретические и электрофизические проблемы молнии и молниезащиты».-Баку.-1984.-С.94-101.
75. Аджиев А.Х. Определение интенсивности грозовой деятельности радиотехническими средствами//Электричество.-1986.-№11.-С.60-62.
76. Аджиев А.Х., Богаченко Е.М., Акчурин М.М. Синхронные измерения параметров электромагнитного поля молнии и расстояния до нее//Труды ВГИ.-Вып.63.-С.95-101.
77. Аджиев А.Х., Богаченко Е.М., Акчурин М.М. Определение местоположения молниевых разрядов в грозовых облаках с помощью Е-Н грозопеленгатора-дальномера и роль осадков в грозовой активности облаков//Атмосферное электричество. Труды II Всесоюзного симпозиума. Ленинград, 26-28 октября 1982 г.-Л.: Гидрометеиздат, 1984.-С.176-178.
78. Воронцова Н.Г., Гиндуллин Ф.А. Статистические характеристики гроз на юге Казахстана//Труды Каз.НИИ.-1987.-Вып.96.-С.112-115.
79. Гзиришвили Т.Г., Ражамадзе М.В., Балахванцева Т.Н. К вопросу двумерной конденсации.//Сб.Трудов Института геофизики АН ГССР.-1977.-С.30-33.
80. Богаченко Е.М., Аджиев А.Х. Контроль физической эффективности противоградовых работ по грозовой деятельности облаков//Труды III всесоюзного симпозиума по атмосферному электричеству. Тарту, 28-31 октября 1986.-Гидрометеиздат.-1988.-С.147-150.
81. Абшаев М.Т., Дадали Ю.А. Термодинамические условия образования и прогноз гроз и града//Труды ВГИ.-1972.-Вып.21.-С.124-148.
82. Сулаквелидзе Г.К., Глушкова Н.И., Федченко Л.М. Прогноз града, гроз и ливневых осадков.-Л.: Гидрометеиздат.-1970.-188 с.
83. Матвеев Л.Т. Динамика облаков.-Л.: Гидрометеиздат, 1981.-331 с.

84. Аджиев А.Х., Акчурин М.М., Богаченко Е.М., Хыдыроф Ф.Л. Результаты синхронных измерений напряженности электромагнитного поля молнии и расстояния до нее//Труды ВГИ.-1987.-Вып.67.-С.100-105.

85. Аджиев А.Х., Богаченко Е.М. Изменение электрических параметров конвективных облаков при проведении противогордовых воздействий//Активные воздействия на гидрометеорологические процессы. Труды Всесоюзной конференции. Киев, 17-21 ноября 1987 г.-Л.: Гидрометеиздат, 1990.

86. Lin Y.T., Uman M.A. Electric radiation fields of lightning return strokes in three isolated Florida thunderstorms//J.Geophys.Res.-1973.-Vol.78.-№33.-P.7911-7915.

87. Berger K. Methoden und resultate der blitzforschung auf dem Monte San Salvatore bei Lugano in den Jahren 1963-1971//Bull.Ser.63.-1972, № 24.-P.1403-1423.

88. Correlated electric and magnetic fields from lightning return strokes //M.A.Uman, R.D.Brantly, Y.T.Lin et al.// J.Geophys.Res.-1975.-Vol.80.-№3.-P.373-376.

89. Barrows J.S. Weather modification and prevention of lightning caused by forest fires//Res.Dept.Geogr.Univer.Chicago.-1966, №5.-P.169-182.

90. Barrows J.S. Weather modification and prevention of lightning caused by forest fires // Res. Dept. Geogr. Univer. Chicago.-1966, №5.-p.169-182

91. Имянитов И.М. Электричество облаков. Современные проблемы и методы их решения.// Атмосферное электричество. Труды II симпозиума. Ленинград, 26-28 октября 1982 г. – Л.:Гидрометеиздат.1984. – С.102-104

92. Gish O.H., Wait G.R. Thunderstorm and the Earth's general electrification // J. Geophys. Res.- 1950.-Vol.55,№4.- P.473

93. Куповых Г.В., Морозов В.Н., Шварц Я.М. Теория электродного эффекта в атмосфере. Таганрог. Изд-во ТРТУ 1998. 123 с.

94. Куповых Г.В., Морозов В.Н. Электродный эффект в приземном слое атмосферы (постановка задачи)// Известия высших учебных заведений. Сев.-Кав. регион. Естественные науки. Приложение №1. 2003г с38-40
95. Куповых Г.В., Морозов В.Н., Шварц Я.М. Моделирование электрогидродинамических процессов в приземном слое // Сб. научных трудов 5-й Российской конференции по атмосферному электричеству. Т.1, Владимир, Изд-во ВлГУ. 2003г. с.101-103
96. Muhleisen R. Electrode effect measurements above the sea //J.Atm. and Terr.Phys.1961.V.20.P.79-81.
97. Hoppel W.A. Theory of the electrode effect //J. Atm. and Terr. Phys. 1967. V. 29, N 6. P. 708-721.
98. Crozier W.D. Atmospheric electrical profiles below three meters // J.Geoph.Res.1965.V.70.P.2785-2792.
99. Crozier W.D., Biles N. Measurements of radon220(thoron) in the atmosphere below 50 centimeters // J. Geoph. Res.1966.V.71.P.4735-4741.
100. Pluvinage P.,Stahl P. La conductibilitie electrique de l'air sur l'inlandsis Groenlandais // Annal. de Geophys. 1953.V.9,S.34-43.
101. Ruhnke L.H. Electrical conductivity of air on the Greenland ice cap // J.Geoph.Res.1962.V.67.P.2767-2772.
102. Hoppel W.A. Electrode effect: comparison of the theory and measurement // In: Planetary Electrodynamics,2,S.C.Coroniti and J.Hughes; editors: Gordon and Breach Science Publishers, New York 1969.P.167-181.
103. Hogg A.R. The conduction of electricity in the lowest levels of the atmosphere // Memoirs of the Commonwealth Solar Obs.Canberra,1939. N 7.
104. Higazi K.A., Chalmers J.A. Measurements of atmospheric electrical conductivity near the ground //J.Atm. and Terr.Phys.1966.V.28.P.327-330.
105. Willet J.C. An analysis of the electrode effect in the limit of strong turbulent mixing // J.Geoph.Res.1978.V. 83.P.402-408.
106. Морозов В.Н. К вопросу о физико-математическом моделировании электрических процессов в нижних слоях атмосферы. //Атмосферное

электричество: Труды II Всесоюзного симпозиума. Л.: Гидрометеиздат. 1984. С. 14 - 17.

107. Морозов В.Н. Распределение электрических характеристик в приземном турбулентном слое атмосферы. //Труды ГГО. 1986. Вып. 498. С. 106 – 118

108. Куповых Г.В. Электричество приземного слоя // Известия высших учебных заведений, Сев.-Кав. рег., Естест. науки, №4, 1995. С.32 - 34.

109. Hoppel W.A. ,Gathman S.G. Experimental determination of the eddy diffusion coefficient over the open ocean from atmospheric electrical measurements // J.Phys. Oceano 1972.V.2.P.248-254.

110. Adkins C.J. The small ion concentration and space charge near the ground // Q.Journ.Roy.Met.Soc.1959.V.85.P.237-252.

111. Law J. The ionization of the atmosphere near the ground in fair weather // Q.Journ.Met.Soc.1959.V.85.P.237-252.

112. Петров А.И., Петрова Г.Г., Панчишкина И.Н. Влияние индустриального загрязнения воздушного бассейна на электропроводность атмосферы в Ростове- на-Дону. // Труды ГГО. 1990. Вып. 527. С. 41 - 43.

113. Ерохин В.Н., Канаев А.С., Куповых Г.В. и пр. Анализ результатов синхронных измерений  $E$  в Приэльбрусье и на Кольском полуострове // Результаты исследований по международным геофизическим проектам. Магнитосферные исследования. М. 1990. № 15- С. 44-47.

114. Чалмерс Дж.А. Атмосферное электричество. Л.: Гидрометеиздат. 1974. 420 с.

115. Герасимова М.Н. Атмосферно-электрические измерения на Эльбрусе // Изв. АН СССР. Сер. Геофиз. 1939, № 4-6.

116. Красногорская Н.В. Электричество нижних слоев атмосферы и методы его измерения. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 323 с.

117. Пудовкина И.Б. Исследование атмосферного электричества на Эльбрусе // Изв. АН СССР. Сер. Геофиз. 1954. № 3.

118. Датчик напряженности электрического поля „Поле-2".  
Техническое описание и инструкция по эксплуатации. Л., 1989, 35 с.
119. Соколенко Л.Г., Шварц Я.М. Датчик электрической проводимости воздуха // Труды ГГО. 1990. Вып. 527. С. 33—36.
120. Афиногенов Л.П., Грушин С.И., Романов Е.В. Аппаратура для исследований приземного слоя атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1977. С. 141—158.
121. Измеритель интенсивности ионообразования (патент РФ) / Г.В.Куповых, А.А. Мартынов, Я.М.Шварц, Х.-М.Х. Байсиев Бюл. №24 4840115/25, 1994
122. Scholz J. Ein newer Apparat zur Bestimmung der Zahl der geladenen und umgeladenen Kerne // Z. Instrum. 1931. Bd 51. S. 605—522.
123. Kasemir H. W. Zur Stomungstheorie dea luftelektrischen Feldes. III. Der Auataushgenerator // Arch. Met. Wien. 1956 V. A9. P. 357—370.
124. Куповых Г.В., Аджиев А.Х. Особенности электрической структуры приземного слоя в высокогорной зоне // Труды ВГИ, вып.91, С.-Петербург, Гидрометеиздат, 2002, с.100-102
125. Куповых Г.В. Электрический объемный заряд в приземном слое// Известия ТРТУ, №3, 1998. с.202-205
126. Ваюшина Г.П., Куповых Г.В., Мартынов А.А., Соколенко Л.Г. и др. Результаты наблюдений за атм. электричеством нагорной станции пик Чегет в Приэльбрусье // Труды ГГО, вып.545, С.-Петербург, Гидрометеиздат, 1995. с. 36-46
127. Куповых Г.В., Болдырев А.С., Литвинова И.С, Марченко А.Г. О связи электрического поля с объемным зарядом в приземном слое атмосферы // Известия. высших учебных заведений. Сев.-Кав. регион. Естественные науки. Приложение №3, 2003, с.42-45
128. Аджиев А.Х., Ваюшина Г.П., Куповых Г.В., Соколенко Л.Г., Шварц Я.М.. Экспериментальные исследования атмосферного электричества в



высокогорных условиях // Сб. научных трудов 5-й Российской конференции по атмосферному электричеству. Т.1, Владимир, Изд-во ВлГУ. 2003г. с.106-109

129. Таммет Х.Ф. Элементы атмосферного электричества как параметры загрязненности воздуха. // Труды ГГО. 1979. Вып. 418. С. 20 - 23.

130. Куповых Г. В. Возникновение отрицательного объемного заряда вблизи поверхности земли в высокогорных условиях // Труды ВГИ, вып 89, С.-Петербург, 1996. с.73-80.

131. Куповых Г. В. Измерения интенсивности ионообразования в приземном слое атмосферы // Известия высших учебных заведений, Сев.-Кав. рег., Естест. науки, №1, 2004. с. 40-42.

132. Куповых Г.В., Морозов В.Н Классический (нетурбулентный) электродный эффект в приземном слое // Известия высших учебных заведений. Сев.-Кав. регион. Естественные науки, №2, 2003, с.43-46.

133. Куповых Г.В., Морозов В.Н Нестационарные электрические процессы в приземном слое атмосферы // Известия высших учебных заведений. Сев.-Кав. Регион. Естественные науки, №4, 2001, с.82-85.

134. Куповых Г.В., Морозов В.Н Структура электродного слоя вблизи поверхности земли в приближении сильного турбулентного перемешивания // Известия высших учебных заведений. Сев.-Кав. регион. Естественные науки. 2003г. №4, 44-48.

135. Куповых Г.В., Морозов В.Н Турбулентный электродный эффект в приземном слое // Известия высших учебных заведений. Сев.-Кав. регион. Естественные науки, Приложение. №3, 2003, с.55-62.

136. Куповых Г.В., Морозов В.Н Электродный эффект в приближении сильного турбулентного перемешивания // Известия высших учебных заведений. Сев.-Кав. регион. Естественные науки. 2003г. №3. с.51-53.

137. Куповых Г.В., Морозов В.Н Электродный эффект в приземном слое атмосферы (постановка задачи) // Известия высших учебных заведений. Сев.-Кав. регион. Естественные науки. Приложение №1. 2003г с38-40.

138. Kupovykh G.V. Global variations of ionospheric potential in surface layer //Proc. 11<sup>th</sup> Int. Conf. on Atmosph. Electr., Alabama, 1999, p. 555-558.

139. Kupovykh G.V. Negative space charge in surface layer // Proc. 10<sup>th</sup> Int. Conf. On Atm. El., 1996, , Osaka, P. 164-167.

140. Kupovykh G.V. ,Morozov V.N. Modeling of the electrode effect in surface layer // Proc. 9 th Int. Conf. on Atm. El., St.Petersburg,V.2, 1992, P.615-618.

141. Kupovykh G., Morozov V, Shvartz Ya. Electrode Effect under Alpine Conditions Proc. 11<sup>th</sup> Int. Conf. on Atmosph. Electr.,Versailles, P.