

верхности ионов не переносится в более высокие слои, что способствует накоплению и увеличению n_{\pm} в нижнем слое. Нередки случаи, когда в послеполюденные часы отмечаются вторичный максимум и вторичный минимум n_{\pm} в вечерние часы.

2 Электрическое поле тропосферы

Одной из основных характеристик электрического поля служит *напряженность* этого поля E . В случае электростатического поля напряженность связана с потенциалом U соотношением

$$E = \text{grad } U,$$

или

$$E_x = -\frac{\partial U}{\partial x}, \quad E_y = -\frac{\partial U}{\partial y}, \quad E_z = -\frac{\partial U}{\partial z}. \quad (2.1)$$

Напряженность электрического поля направлена по нормали к эквипотенциальным поверхностям ($U(x, y, z) = \text{const}$) этого поля в сторону отрицательного заряда. Напряженность связана уравнением Пуассона с плотностью объемного заряда (ρ_Q)

$$\text{div } E = \rho_Q / (\epsilon \epsilon_0)$$

или

$$\frac{\partial E_x}{\partial x} + \frac{\partial E_y}{\partial y} + \frac{\partial E_z}{\partial z} = \frac{\rho_Q}{\epsilon_0 \epsilon}, \quad (2.2)$$

где $\epsilon_0 = 8,85 \cdot 10^{-12}$ Кл/(В·м) — электрическая постоянная, ϵ — диэлектрическая проницаемость (для воздуха близка к единице).

Плотность объемного заряда — это электрический заряд единичного объема воздуха (единица его — Кл/м³).

2.1. Электрическое поле при малооблачной погоде. Наиболее простые закономерности распределения характеристик электрического поля наблюдаются в условиях малооблачной погоды (количество облаков не более 2—3 баллов).

Так как электрическое поле нижних слоев атмосферы формируется под влиянием излучений радиоактивных веществ, поступающих из почвы, то вполне естествен тот факт, что наибольшая плотность положительного заряда наблюдается в воздухе вблизи земной поверхности, а с высотой она убывает.

При малооблачной погоде эквипотенциальные поверхности электрического поля практически совпадают с уровнями поверхностями. Это означает, что горизонтальные составляющие E_x и E_y близки к нулю, а уравнение Пуассона принимает вид

$$\frac{\partial E_z}{\partial z} = \rho_Q / (\epsilon \epsilon_0). \quad (2.3)$$

Интегрируя это уравнение от земной поверхности до произвольной высоты z , получаем

$$E_z(z) = E_z(0) + \frac{1}{\varepsilon\varepsilon_0} \int_0^z \rho_Q dz, \quad (2.4)$$

где $E_z(0)$ — вертикальная составляющая напряженности электрического поля при $z=0$.

Если $\rho_Q > 0$, то из соотношения (2.4) следует

$$E_z(z) > E_z(0)$$

или

$$-E_z(z) < -E_z(0). \quad (2.5)$$

Как указывалось, $E_z(0) < 0$ и, следовательно, $-E_z(0) > 0$. Из последнего неравенства следует что вертикальная составляющая напряженности (с которой совпадает в рассматриваемом случае сама напряженность) при $\rho_Q > 0$ с увеличением высоты растет, а по модулю убывает.

Наиболее полная серия систематических измерений напряженности электрического поля проведена в период Международного геофизического года (1958—1959 гг.) в Советском Союзе. Самолетное зондирование до высоты 5—6 км проводилось в Ленинграде, Киеве и Ташкенте, в том числе при малооблачной погоде выполнено 425 зондирований.

И. М. Имянитов и Е. В. Чубарина все профили напряженности разделили на четыре группы (рис. 23.1). В первой группе (около 34 % случаев) модуль напряженности ($-E_z(z)$) с высотой убывает практически экспоненциально:

$$-E_z(z) = -E_z(0) \exp(-az), \quad (2.6)$$

где показатель a принимает несколько различные значения в нижней (до 1,5—3 км) и верхней части исследованного слоя: он равен соответственно 1 и 0,4—0,5 км⁻¹.

Во второй и четвертой группах (на их долю приходится всего лишь около 22 % случаев) напряженность электрического поля также растет с высотой, но несколько медленнее или быстрее, чем в первой группе, а иногда даже меняет знак.

Принципиально отличается от предыдущих групп распределение напряженности с высотой в третьей (наиболее многочисленной) группе (43 % случаев). В этой группе напряженность поля в нижней части слоя (до высоты 500—700 м) убывает (а по модулю растет) с высотой. Выше этого уровня E_z растет. При малооблачной погоде такой ход E_z с высотой наблюдается тогда, когда отмечается наличие дымки, пыли или инверсии температуры, верхняя граница которой располагается несколько выше минимума E_z .

В согласии с изменением напряженности поля находится и распределение плотности объемного заряда с высотой (рис. 23.2). В первой и во второй группах E_z растет с высотой и, как следствие, плотность заряда на всех уровнях положительна; в третьей группе в самой нижней части тропосферы (до высоты 500—600 м) заряд отрицателен; в оставшейся (большей) части — положительн; порядок величины плотности объемного заряда — 10^{-12} Кл/м³ (10^{-12} Кл=1 пКл).

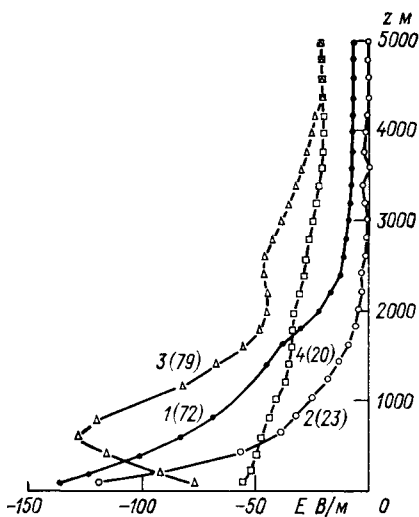


Рис. 23.1. Изменение напряженности электрического поля по высоте при малооблачной погоде в группах (1—4). Ленинград.

Цифры в скобках — число случаев, вошедших в группу.

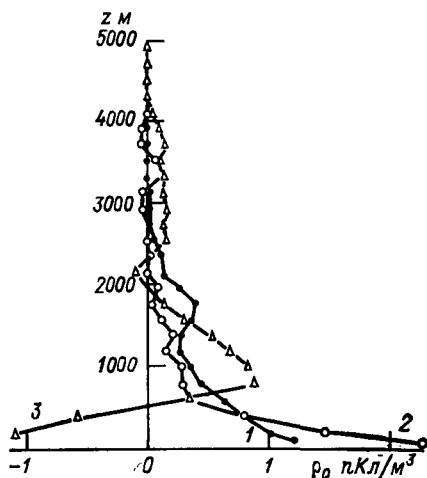


Рис. 23.2. Распределение плотности объемного заряда по высоте при малооблачной погоде в группах (1—3). Ленинград.

Аналогичные результаты получены для Киева и Ташкента. Годовой ход напряженности наиболее отчетлив в третьей группе и прежде всего в Ташкенте и Киеве. Профили третьей группы наблюдаются преимущественно летом, а зимой — в основном лишь после исчезновения облаков. В Ташкенте летние значения модуля напряженности поля существенно превосходят зимние значения, а максимум модуля летом расположен выше, чем зимой.

В Киеве соотношение между летними и зимними значениями E_z в третьей группе оказалось обратным (по крайней мере до высоты около 2000 м).

На материалах наблюдений за 1958—1959 гг. предпринята попытка исследовать также суточный ход характеристик электрического поля нижней половины тропосферы. Поскольку число наблю-

дений за каждый срок невелико, и на параметры поля оказывают влияние также другие (непериодические) факторы (например, направление воздушного потока), то выявить суточный ход представилось возможным лишь в самых общих чертах. По данным наземных наблюдений в Воейково (под Ленинградом), модуль E_z достигает максимума в 5 (выражен четко) и 13—17 ч по гринвичскому времени (или в 7 и 15—19 ч по местному времени). По данным самолетного зондирования, первый максимум исчезает уже на высоте 100 м, а в слое 500—5000 м в 5 ч гринвичского времени наблюдается минимум модуля E_z . Основным максимум модуля E_z в слое 100—2000 м приходится примерно на 18 ч гринвичского времени. В этом слое суточный ход близок к так называемым *унитарным* колебаниям напряженности поля, которые синхронно охватывают весь земной шар. Коэффициенты корреляции между суточными изменениями E_z в Ленинграде (слой 100—2000 м) и унитарными колебаниями E_z оказались достаточно высокими (0,74—0,84). В Киеве слой с близким к унитарным колебаниям суточным ходом E_z заключен между 200 и 800 м (коэффициенты корреляции 0,68—0,75), в Ташкенте — между 1500 и 4000 м (коэффициенты корреляции 0,56—0,86).

Просуммированный по всему вертикальному столбу от 0 до 6000 м электрический заряд изменяется в Ленинграде от минимального значения около 700 пКл/м² в 2—3 ч гринвичского времени до максимального значения около 1700 пКл/м² в 17—18 ч гринвичского времени. В Киеве и Ташкенте суточный ход заряда столба 0—6000 м выражен слабее (амплитуда не превышает 1000 пКл/м²).

Интегрируя соотношение (2.1) в предположении $\partial U/\partial x = \partial U/\partial y = 0$, найдем потенциал электрического поля на произвольной высоте. На 6000 м потенциал, по данным Ленинграда, минимален около 5 ч гринвичского времени и максимален около 17 ч. По данным Киева и Ташкента, изменения U в течение суток менее регулярны.

2.2. Возмущения электрического поля. Рассмотрим основные теоретические представления о возмущении нормального электрического поля, напряженность которого направлена от атмосферы к земной поверхности. Эти возмущения связаны прежде всего с облаками, особенно с кучево-дождевыми (грозовыми).

Поскольку твердая оболочка Земли является хорошим проводником, то для определения поля, которое создают электрические заряды, расположенные в атмосфере (вне проводящей среды), можно воспользоваться известным методом изображений. Идея этого метода состоит в подборе таких дополнительных фиктивных зарядов, которые вместе с зарядами облака создавали бы такое поле, в котором земная поверхность совпадала с эквипотенциальной поверхностью. Сначала рассмотрим самый простой случай: нижняя часть облака заряжена отрицательно.

Пусть (рис. 23.3) в точке B сосредоточен отрицательный заряд $-Q$, равный заряду нижней части облака. Тогда в точке B' , находящейся в земле на глубине h (равной высоте заряда над земной поверхностью), сосредоточен заряд $+Q$. Потенциал и напряженность поля, создаваемые на земной поверхности xx' точечным зарядом Q , в произвольной точке A по модулю соответственно равны

$$Q/(4\pi\epsilon_0\epsilon r) \text{ и } Q/(4\pi\epsilon_0\epsilon r^2),$$

где $r = \sqrt{h^2 + l^2}$ — расстояние

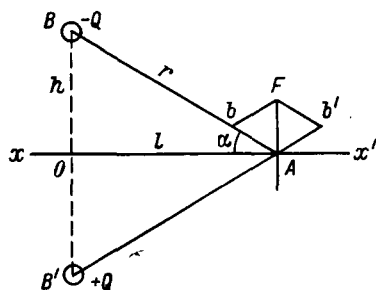


Рис. 23.3. Схема расположения дипольных зарядов.

вектором AF , направленным по вертикали вверх и по модулю равным

$$E_z = \frac{2Q}{4\pi\epsilon_0\epsilon r^2} \sin\alpha,$$

где α — угол между r и l . Поскольку $\sin\alpha = h/r$, то последнее выражение для модуля напряженности поля в произвольной точке на земной поверхности принимает вид

$$E_z = \frac{2Qh}{4\pi\epsilon_0\epsilon (l^2 + h^2)^{3/2}}. \quad (2.7)$$

Напряженность E_z убывает по мере увеличения высоты h расположения заряда и расстояния l . При заданной высоте h напряженность максимальна при $l=0$, т. е. в точке O — проекции центра заряда в облаке на земную поверхность. Так, при $Q = -10$ Кл и $h = 2$ км напряженность поля в точке O равна 45 кВ/м, а на расстоянии $l = 15$ км — всего 0,095 кВ/м.

Из рис. 23.3 следует, что ось диполя есть ось симметрии: во всех точках земной поверхности, удаленных от точки O на одинаковые расстояния ($l = \text{const}$), напряженность поля E_z постоянна.

между точками B и A , $\epsilon_0 = 8,85 \times 10^{-12}$ Кл/(В·м) — электрическая постоянная, ϵ — диэлектрическая проницаемость.

Потенциал, возникающий под влиянием зарядов $-Q$ и $+Q$,

$$U = \frac{1}{4\pi\epsilon_0\epsilon} \left(\frac{Q}{r} - \frac{Q}{r} \right) = 0,$$

т. е. во всех точках земной поверхности U обращается в нуль.

На рис. 23.3 напряженности поля, порождаемые зарядами $-Q$ и $+Q$, изображены соответственно векторами Ab и Ab' . Результирующая напряженность поля изобразится

Если в нижней части облака сосредоточен отрицательный заряд $-Q_1$, и в верхней — положительный заряд $+Q_2$ (например, как в кучево-дождевом облаке), то, рассуждая, как и выше, найдем, что напряженность поля в произвольной точке A на земной поверхности, создаваемая неперекрывающимися зарядами сферической формы, записывается в виде

$$E_z = \frac{1}{4\pi\epsilon_0\epsilon} \left[\frac{2Q_1h_1}{(l^2 + h_1^2)^{3/2}} - \frac{2Q_2h_2}{(l^2 + h_2^2)^{3/2}} \right], \quad (2.8)$$

где h_1 и h_2 — средневзвешенные высоты расположения соответственно зарядов $-Q_1$ и $+Q_2$, l — расстояние точки A от вертикальной оси облака.

Формулы (2.7) и (2.8) легко обобщаются на тот случай, когда точка A находится не на земной поверхности, а на некоторой (произвольной) высоте z . В этом случае расстояние от A до B равно

$$r_1 = \sqrt{l^2 + (h - z)^2}, \text{ а от } A \text{ до } B' - r_2 = \sqrt{l^2 + (h + z)^2}.$$

Потенциал поля, порождаемого зарядами $+Q$ в точке B' и $-Q$ в точке B (рис. 23.3), запишем в виде

$$U = \frac{1}{4\pi\epsilon_0\epsilon} \left[\frac{Q}{[l^2 + (h + z)^2]^{1/2}} - \frac{Q}{[l^2 + (h - z)^2]^{1/2}} \right]. \quad (2.9)$$

Горизонтальная (E_l) и вертикальная (E_z) составляющие напряженности поля равны:

$$E_l = -\frac{\partial U}{\partial l} = \frac{lQ}{4\pi\epsilon_0\epsilon} \left(\frac{1}{[l^2 + (h + z)^2]^{3/2}} - \frac{1}{[l^2 + (h - z)^2]^{3/2}} \right), \quad (2.10)$$

$$E_z = -\frac{\partial U}{\partial z} = \frac{Q}{4\pi\epsilon_0\epsilon} \left(\frac{h + z}{[l^2 + (h + z)^2]^{3/2}} + \frac{h - z}{[l^2 + (h - z)^2]^{3/2}} \right). \quad (2.11)$$

При $z=0$ потенциал U и составляющая E_l обращаются в нуль, а E_z совпадает с напряженностью E_z , определенной соотношением (2.7). При $0 < z < h$ вертикальная составляющая $E_z > 0$, а $E_l < 0$.

2.3. Электрические характеристики негрозовых облаков. Как известно, с появлением облаков связано резкое изменение характеристик электрического поля атмосферы. При этом следует иметь в виду, что не только кучево-дождевые (грозовые) облака, но и слоистообразные и волнистообразные облака вызывают значительные возмущения электрического поля. Поскольку повторяемость конвективных облаков, как правило, не превышает 10% (по отношению к общему числу облаков, наблюдаемых в данной местности), то становится очевидным, что роль других форм облаков в формировании электрического поля атмосферы, несмотря на меньшие заряды, не менее существенна, чем конвективных облаков.

Из анализа данных, полученных при исследовании электричества облаков различных форм с помощью самолета, следует, что облака вносят существенный вклад в заряд и потенциал электрического поля атмосферы и что параметры этого поля характеризуются большим разнообразием и пространственно-временной изменчивостью. Среди всех основных форм облаков нижнего (St, Sc, Ns), среднего (As) и верхнего (Cs) ярусов наблюдаются как многозарядные (в одних частях облака заряд одного знака, в других — другого), так и однозарядные (в пределах всего облака заряд одного знака) облака. Среди последних наиболее часто встречаются положительно заряженные облака. По данным Ленинграда, на долю положительно заряженных облаков приходится 67 %, а на долю отрицательно заряженных — 33 %. Среди облаков St, Sc и As, кроме однозарядных, наблюдаются еще двухзарядные облака, в которых или верхняя часть заряжена положительно, а нижняя — отрицательно (на долю таких облаков приходится 72 %) или, наоборот, верхняя часть несет отрицательный, а нижняя положительный заряд (на долю таких облаков приходится 28 %). Структура облаков Ns и Cs более сложная. Слоисто-дождевые (Ns) облака могут быть не только одно- и двухзарядными, но и трех- и даже четырехзарядными. Перисто-слоистые (Cs) облака по этим данным имеют двух- и трехзарядную структуру.

Средние толщины облаков однозарядной ($\Delta h_{од}$), двухзарядной ($\Delta h_{дв}$) и многозарядной ($\Delta h_{мн}$) структур в Ленинграде составили:

Облака	St	Sc	As	Ns
$\Delta h_{од}$ м	200	235	670	660
$\Delta h_{дв}$ м	450	415	850	1300
$\Delta h_{мн}$ м	—	—	1500	2000

Существенной зависимости зарядов и напряженности поля от толщины облаков не установлено. Из приведенных данных следует, что с ростом толщины увеличивается вероятность разделения зарядов в облаке.

В табл. 23.1 приведены сведения о средней плотности объемного заряда в облаках различных форм по наблюдениям в Ленинграде. Для двухзарядных облаков знаком «+» обозначены облака, в верхней части которых заряд положительный (его значение — над косой чертой), а в нижней — отрицательный (его значение — под косой чертой); знаком «—» обозначены облака, расположение зарядов в которых обратное: вверху заряд отрицательный (он над чертой), внизу — положительный (под чертой).

Видно, что плотность объемного заряда имеет порядок нескольких пКл/м³. Существенной зависимости плотности заряда от формы облаков не наблюдается.

Таблица 23.1. Средние значения плотности объемных зарядов в облаках (пКл/м³)

Форма облаков	Однозарядные		Двухзарядные	
	+	-	+	-
St	8,0	-4,0	7,3/-5,3	-0,2/8
Sc	6,7	-6,3	1,2/-7	-14/9
As	9,7	-9,3	8/-6	-12/5
Ns	7,0	-4,3	23/-13	-9/9
Cs	8,3	-17,0	5/-11	-9/7

Потенциал электрического поля (U_6) на высоте 6 км и заряд столба единичного сечения (Q_{0-6}) от поверхности земли до этой высоты при наличии облаков какой-либо формы таковы:

Облака	St	Sc	As	Ns	Cs
U_6 кВ	128	164	511	457	216
Q_{0-6} пКл/м ²	900	1170	130	670	730
Число случаев	37	117	30	75	11

2.4. Статистические характеристики электрического поля в негрозовых облаках. Статистические характеристики электрического поля слоистообразных и волнистообразных облаков получены по материалам самолетного зондирования атмосферы за 1958—1966 гг. Из полученных данных следует, что распределение модуля вертикальной составляющей напряженности (E) близко к логарифмически нормальному:

$$F(E) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\eta} \exp\left(-\frac{t^2}{2}\right) dt.$$

Здесь $F(E)$ — функция распределения напряженности, $\eta = (\ln E - \ln E_{50})/\sigma$, где E_{50} и σ — параметры логарифмически нормального распределения. При $E = E_{50}$ переменная $\eta = 0$, а функция $F(E_{50}) = 0,5$; это означает, что вероятность неравенства $E \leq E_{50}$ составляет 50 %, т. е. E_{50} — медианное значение напряженности; σ — среднее квадратическое отклонение переменной $\ln(E/E_{50})$.

Результаты определения параметров E_{50} и σ , а также напряженности $E_{99,9}$, соответствующей значению функции распределения 99,9 % (вероятность выполнения неравенства $E > E_{9,99}$ равна 0,1 %), для пунктов зондирования приведены в табл. 23.2.

Согласно приведенным данным, наибольшие значения модуля напряженности электрического поля наблюдаются во фронтальных облаках Ns и As, наименьшие — в волнистообразных As и Sc. В Ташкенте облака электрически более активны (особенно по

Таблица 23.2. Параметры логарифмически нормального распределения напряженности электрического поля в облаках различных форм (N — объем выборок, E_{50} и $E_{99,9}$ — в В/см)

Облака	Ленинград				Киев				Ташкент			
	E_{50}	$E_{99,9}$	σ	N	E_{50}	$E_{99,9}$	σ	N	E_{50}	$E_{99,9}$	σ	N
St	1,3	20	8	877	1,4	15	7,5	670	1,5	10	6	208
Sc	0,8	21	9	3452	1,2	27	9	1420	1,0	77	12	697
Ac	0,4	25	11	1652	0,8	150	12	303	0,6	460	17	984
As	0,9	80	13	3317	1,9	75	11	1564	3,5	600	14,5	2557
Ns	1,6	160	13	6693	2,6	75	10,5	2291	5,5	1350	16,5	2557

максимально возможным значениям напряженности) по сравнению с облаками в Ленинграде и Киеве.

Электрическое поле в облаках изменяется не только с высотой, но и по горизонтали. Наиболее часто горизонтальный размер зон неоднородностей поля составляет 100—300 м, максимальные значения достигают 2000 м. Максимум повторяемости отношения ($E_{\max} - E_{\min}$)/ E_{50} приходится на 20—30 %.

По изменению E по горизонтали можно оценить плотность объемного заряда (предполагая, что неоднородности имеют сферическую форму). Во всех облаках наиболее часто встречаются заряды до 10 пКл/м³. Максимальные значения заряда (прежде всего в Ns) имеют порядок 10⁴ пКл/м³. В облаках Ns повторяемость больших значений заряда существенно выше, чем во всех других (негрозовых) облаках. По порядку величины плотность объемного заряда в Ns приближается к плотности заряда в облаках Сb.

Оценки показывают, что электрическое поле напряженностью 20—30 В/см начинает оказывать значительное влияние на процесс слияния капель радиусом 100—600 мкм, а при напряженности поля в несколько сотен В/см существенно возрастает коэффициент захвата капель радиусом до 10 мкм (где все другие механизмы не обеспечивают коагуляции). Вероятность полей с напряженностью 20—30 В/см в облаках Ns—As составляет около 10 %, с напряженностью в несколько сотен В/см — менее 0,5 %.

По напряженности легко оценивается потенциал (U) электрического поля. Предполагая, что по горизонтали поле однородно, имеем

$$E = -\partial U / \partial z \quad \text{и} \quad U(z) = - \int_0^z E(z) dz.$$

Распределение U подчиняется тому же логарифмически нормальному закону, что и распределение E . Параметры распределе-

ния потенциала для высоты 6000 м по данным за 1958—1966 гг. следующие:

Город	Ленинград	Киев	Ташкент
U_{50} кВ	150	150	140
σ	13,5	13,5	11,5
\bar{U} кВ	180	230	170

Здесь \bar{U} — среднее (арифметическое) значение U на высоте 6000 м.

3 Механизм образования электрических зарядов в грозовых облаках

Среди всех видов электрических зарядов и полей, наблюдаемых в атмосфере, заряды и поля, порождаемые облаками вообще и кучево-дождевыми (грозовыми) в особенности, достигают наиболее внушительных значений и, как следствие, представляют наибольший научный и особенно прикладной интерес.

С тех пор как в середине XVIII в. было открыто грозовое электричество (М. В. Ломоносов, Г. В. Рихман, Б. Франклин), предпринимались неоднократные попытки создать теорию образования зарядов облаков и осадков. Однако все эти теории до сего времени скорее носят характер гипотез, чем теорий, и далеко неполно объясняют различные стороны этого сложного явления.

Отметим прежде всего некоторые (достаточно прочно установленные путем наблюдений за осадками на земной поверхности) факты:

- количество положительных зарядов, приносимых осадками, а также продолжительность таких осадков больше, чем для случая осадков с отрицательными зарядами;

- число положительно заряженных капель и снежинок примерно в 1,7 раза больше числа отрицательно заряженных; заряд отдельной капли или снежинки колеблется в широких пределах (максимальные значения достигают ± 50 пКл, средние близки к $+1$ и $-1,3$ пКл);

- более крупные капли и снежинки несут, как правило, и большие заряды;

- плотность тока растет с увеличением интенсивности осадков, достигая в случае выпадения ливневых осадков и града значений порядка 10^{-8} А/м² = 10 нА/м² (для обложных осадков плотность тока имеет порядок 10^{-11} А/м² = 10⁻² нА/м²).

Можно указать несколько механизмов возникновения зарядов в облаках.