

Глава 23 Атмосферное электричество

В состав атмосферы, наряду с нейтральными частицами (молекулами газов, примесями), входят электрически заряженные частицы, несущие положительный или отрицательный заряд. Количество и масса этих заряженных частиц, вообще говоря, очень малы по сравнению с массой нейтральных частиц. Однако заряженные частицы порождают в атмосфере явления, издавна привлекавшие внимание человека. Это — грозные разряды — молнии и сопровождающий их гром, полярные сияния, светящиеся разряды с острых предметов и некоторые другие.

В текущем столетии в связи с развитием радиосвязи было установлено, что электрические заряды наблюдаются не только в тропосфере, но и в верхних слоях атмосферы. Слой с повышенной концентрацией заряженных частиц в верхней атмосфере — ионосфера — оказывает исключительно большое влияние на распространение электромагнитных волн и, как следствие, на дальность и надежность радиосвязи. Поскольку электричество нижней атмосферы (прежде всего, электрические заряды грозных облаков) также представляет немаловажный прикладной интерес (грозы наносят материальный ущерб и даже приводят к человеческим жертвам), то становится очевидным, почему исследованием атмосферного электричества занимались крупные ученые многих стран. Много внимания уделил этой проблеме и высказал ряд плодотворных идей о природе атмосферного электричества великий Ломоносов. Однако и в наши дни в этом разделе знаний остается много нерешенных вопросов.

Наряду с изложением основных теоретических результатов в главе много места отведено анализу данных наблюдений за атмосферными явлениями электрической природы.

1 Ионизация атмосферы

Частицы, которые несут на себе отрицательный или положительный электрический заряд, носят общее название ионов (в переводе с греческого «ион» означает «идущий»).

Для разделения нейтрального невозбужденного атома (или молекулы) на две или более заряженные частицы необходимо затратить энергию ионизации. Различают два вида ионизации в га-

зах. Если энергия ионизации сообщается ионизируемой частице другой частицей (электроном, атомом или ионом) при их столкновении, то ионизация называется *ударной*. Вероятность ионизации, мерой которой служит так называемое сечение ионизации, зависит от свойств ионизируемых и бомбардирующих частиц и в первую очередь от их кинетической энергии (K): до некоторого (порогового) значения $K_{\text{пор}}$ эта вероятность равна нулю, при возрастании K выше $K_{\text{пор}}$ она вначале быстро растет, достигает максимума, а затем убывает. Если энергия, передаваемая ионизируемым частицам, велика, то возможно образование многозарядных ионов.

Нередко при первичных соударениях атомы (молекулы) переходят лишь в возбужденное состояние, после чего для их ионизации необходимо затратить меньше энергии, чем на непосредственное образование ионов при первом же столкновении.

Если ионизируемые частицы получают энергию от фотонов (квантов электромагнитного излучения), то процесс образования ионов называют *фотоионизацией*. Энергия фотона должна быть не меньше энергии, необходимой для ионизации частиц. Этому условию удовлетворяют фотоны ультрафиолетового и еще более коротковолнового излучения.

Вокруг выбитого электрона (равно как и положительно заряженного ядра) группируется несколько нейтральных молекул. Эти заряженные комплексы молекул представляют собой *легкие ионы* (их размер порядка 10^{-7} см). Если легкий ион соединяется с частицей атмосферных примесей (аэрозоля), то образуется *средний или тяжелый ион* (размером порядка 10^{-6} см и более).

Основным ионизатором воздуха в тропосфере служит излучение радиоактивных веществ, содержащихся в твердой или жидкой оболочках Земли. В верхней атмосфере основная роль в ионизации газов принадлежит корпускулярному и ультрафиолетовому излучению Солнца, а также космическим лучам.

Как известно, в процессе распада радиоактивных веществ выделяется значительная энергия в виде α , β и γ -излучений. Если эти излучения проникают в атмосферу, то их энергия расходуется в основном на ионизацию воздуха.

Излучение радиоактивных веществ, содержащихся в горных породах и воде (общая масса их оценивается в 100 Мт), практически полностью поглощаются в почве (исключение составляют γ -лучи). Ионизаторами атмосферы служат вторичные продукты радиоактивного распада. Наиболее сильным ионизатором воздуха является радон (Rn) с периодом полураспада 3,82 сут.

Испускаемые радоном и другими радиоактивными веществами α -частицы (которые представляют собой ядра атома гелия, состоящие из двух протонов и двух нейтронов) распространяются (со скоростью, равной 0,05—0,1 скорости света) в воздухе на расстоянии от 3 до 9 см; при этом одна α -частица способна образовать 190—250 тыс. пар ионов.

Поток электронов, образующихся при другом виде радиоактивного распада, носит название β -лучей. Последние распространяются (со скоростью, близкой к скорости света) в воздухе на расстоянии в несколько метров. Каждая β -частица образует на своем пути около 25 тыс. пар ионов.

Наибольшей проникающей способностью обладают γ -лучи: в воздухе они пронизывают слой толщиной в несколько десятков метров, при этом каждая γ -частица способна образовать до 30 тыс. пар ионов.

Под влиянием излучений радиоактивных веществ и их эманаций ионы образуются в приземном слое атмосферы и распространяются через турбулентный обмен и вертикальные движения до высоты 4—5 км, при этом только над сушей, поскольку содержание радиоактивных веществ в морской воде ничтожно мало.

Другим мощным источником ионизации атмосферы служат *космические лучи*, поступающие на Землю из мирового пространства. *Первичные космические лучи* (представляющие собой поток протонов) вызывают ионизацию верхних слоев атмосферы и тем самым дают начало *вторичным космическим лучам*, которые ионизируют нижние слои атмосферы.

Интенсивность космических лучей увеличивается с высотой. Вследствие этого и скорость образования ионов (q) растет при увеличении высоты. Однако на q влияет также плотность воздуха, убывающая с высотой. Под влиянием этих двух факторов q увеличивается от земной поверхности до высоты 12—14 км (где q достигает максимума, равного 40—45 ионам за 1 с в 1 см³), а выше убывает. Оценки показывают, что в приземном слое атмосферы за 1 с в 1 см³ образуется около двух пар ионов под влиянием космических лучей и на суше еще около 5 пар ионов под влиянием излучений радиоактивных веществ и их эманаций.

Если ионы оказываются в электрическом поле с напряженностью E , то наряду с беспорядочным тепловым движением, они начинают смещаться вдоль силовых линий поля с некоторой скоростью w , называемой скоростью дрейфа ионов. Эта скорость пропорциональна напряженности поля E :

$$w = uE. \quad (1.1)$$

Вошедший сюда множитель пропорциональности u называют *подвижностью ионов* (численно равной скорости движения ионов при $E=1$ В/м). Единица u — м²/(В·с).

Подвижность ионов положена в основу их классификации. К легким относятся ионы с подвижностью (вблизи уровня моря) больше 1 см²/(В·с), к средним — с подвижностью от 1 до 10⁻³ см²/(В·с) и к тяжелым — с подвижностью от 10⁻³ до 10⁻⁴ см²/(В·с). С увеличением высоты подвижность ионов растет, поскольку уменьшается плотность воздуха. Зная скорость движения отрицательных (w_-) и положительных (w_+) ионов можно опре-

делить электрический ток проводимости, полярные плотности которого равны:

$$i_+ = \omega_+ e_+ n_+ = u_+ E e_+ n_+ = \lambda_+ E, \quad (1.2)$$

$$i_- = \omega_- e_- n_- = u_- E e_- n_- = \lambda_- E, \quad (1.3)$$

где e_+ и e_- — заряды ионов, n_+ и n_- — концентрация их (число ионов в единичном объеме воздуха), $\lambda_+ = u_+ e_+ n_+$ и $\lambda_- = u_- e_- n_-$ — полярные электропроводности. Суммарная плотность электрического тока проводимости

$$i = i_+ + i_- = (\lambda_+ + \lambda_-) E = \lambda E, \quad (1.4)$$

где $\lambda = \lambda_+ + \lambda_- = u_+ e_+ n_+ + u_- e_- n_-$ — полная электропроводность воздуха.

Плотность тока проводимости — это количество электричества, переносимое за 1 с через 1 м² поверхности, нормальной силовым линиям электрического поля.

Наряду с процессом образования в атмосфере одновременно происходит процесс воссоединения (рекомбинации) ионов разного знака (в результате возникают нейтральные частицы). Скорость рекомбинации пропорциональна произведению числа легких положительных (n_+) и отрицательных (n_-) ионов и произведения $n_+ N_-$ или $n_- N_+$ числа легких ионов на число (N_- или N_+) средних и тяжелых ионов противоположного знака. На основании этих рассуждений и в предположении, что $n_+ = n_- = n$ и $N_+ = N_- = N$, уравнение для концентрации легких ионов (n) можем записать в виде

$$dn/dt = q - an^2 - bnN - cnN_0, \quad (1.5)$$

где a и b — коэффициенты рекомбинации легких ионов между собой (a) и легких ионов со средними и тяжелыми (b); c — коэффициент соединения легких ионов с нейтральными частицами (их концентрация N_0); q — скорость образования ионов.

Приближенные средние значения коэффициентов (в см³/с):

$$a \approx 1,6 \cdot 10^{-6}, \quad b \approx 6,5 \cdot 10^{-6} \quad \text{и} \quad c \approx 4,3 \cdot 10^{-6}.$$

Аналогичный вид имеет уравнение для концентрации средних и тяжелых ионов $N_+ = N_- = N$:

$$dN/dt = cnN_0 - bnN - fN^2, \quad (1.6)$$

где $f \approx 1,7 \cdot 10^{-8}$ см³/с — коэффициент рекомбинации средних и тяжелых ионов.

Как показали медицинские наблюдения, ионизация атмосферы играет большую роль в поддержании здоровья людей в нормальном состоянии. Отклонения числа ионов от некоторого среднего уровня в ту и другую сторону оказываются неблагоприятными для здоровья человека. Среднее число легких ионов как положитель-

ных (n_+), так и отрицательных (n_-) вблизи земной поверхности составляет 400—600 см⁻³, при этом не наблюдается больших различий над сушей и океаном.

Однако концентрация как легких, так и (в большей степени) средних и тяжелых ионов подвержена значительным (нередко резким) изменениям во времени и пространстве.

Сумма $n_+ + n_-$ в зависимости от времени и координат колеблется на суше от 50 до 1000 ионов в 1 см³; концентрация средних и тяжелых ионов — в более широких пределах: от нескольких сотен над океаном до десятков тысяч в 1 см³ в больших городах. Вблизи земной поверхности концентрация положительных ионов больше, чем отрицательных: отношение n_+/n_- колеблется от 1,1 до 1,3.

На образование и концентрацию ионов оказывают влияние многие факторы. На суше основным ионизатором нижней тропосферы служат излучения радиоактивных веществ, содержащихся в почве, и газообразных эманаций (радон, торон, актинон), поступающих в воздух через поры почвы. Естественно, все, что задерживает выход эманаций из почвы, уменьшает скорость образования (q) и концентрацию легких ионов. Так, осадки, обильная роса, промерзание почвы, снежный покров, способствующие заполнению пор почвы водой и льдом, задерживают выход эманаций из почвы. Наоборот, повышение температуры почвы и падение атмосферного давления, а также усиление скорости ветра (оказывающего высасывающее влияние) способствуют более быстрому выходу в атмосферу почвенного воздуха и эманаций и, как следствие, ведут к увеличению q и n_{\pm} .

Образовавшиеся вблизи земной поверхности легкие ионы воздушными потоками вследствие турбулентного обмена и вертикальных движений переносятся в другие районы и более высокие слои, а также соединяются с нейтральными и заряженными твердыми и жидкими аэрозольными частицами.

При столь большом числе факторов, влияющих на q , n_{\pm} и N_{\pm} , вполне естественной представляется большая изменчивость концентрации ионов в зависимости от местных и погодных условий.

Периодические (суточные и годовые) колебания концентрации ионов удается обнаружить лишь в результате значительного осреднения. В умеренных широтах максимум n вблизи земной поверхности наблюдается чаще летом, а минимум — зимой, что можно объяснить более благоприятными условиями выхода эманаций из почвы в летний период года. Однако иногда годовой ход n_{\pm} может быть противоположным: с максимумом зимой и минимумом летом.

В течение суток максимальные значения n_{\pm} отмечаются чаще в ранние утренние часы, а минимальные — после полудня. Можно предположить, что на суточный ход n_{\pm} определяющее влияние оказывает турбулентный обмен: поскольку он ночью и рано утром ослаблен, то большая часть образовавшихся вблизи земной по-

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

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