

## Лекция 14. АТМОСФЕРНОЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ ПОЛЕ

В 14-ой лекции дается общее представление об атмосферном электрическом поле Земли ( $E_z$ ), о способах его измерения и аппаратуре. Предложена новая модель атмосферного электрического поля (АЭП), согласно которой образование АЭП ( $E_z$ ) происходит за счет разделения электрических зарядов в атмосфере «хорошей погоды», а не за счет грозовых разрядов, как это обычно принято. Электрические заряды образуются за счет ионизации воздуха галактическими космическими лучами (ГКЛ). Максимум поглощения ГКЛ приходится на высоту тропопаузы, где влажность воздуха и его температура очень стабильны. Здесь образуются легкие положительные ионы, поднимающиеся к ионосфере и отрицательные водные аэрозоли, опускающиеся за счет силы тяжести – на Землю. Решающую роль в формировании АЭП, кроме ГКЛ, - играют также процессы конденсации и испарения паров воды.

### Атмосферное электрическое поле.

О существовании электрического поля в атмосфере Земли известно давно, известно так же то, что полярность Земли, в отсутствие грозовых облаков, всегда отрицательна, т.е. её поверхность несет на себе довольно значительный отрицательный заряд, в то время как верхний слой атмосферы электросфера (ионосфера) - заряжена относительно Земли положительно. Электрическое поле атмосферы всегда вертикально, т.е. направлено вдоль Z-компоненты от ионосферы к Земле -  $E_z$ . АЭП уменьшается летом и возрастает зимой, ночью поле больше его дневного значения; АЭП увеличивается в горах, но, в целом, уменьшается с высотой и т.п. Электрическое поле обладает уникальной особенностью, которую необходимо выделить среди других. Большинство авторов считают её само собой разумеющейся. Речь идет о том, что величина  $E_z$  практически постоянна для различных регионов Земли и в различное время года  $E_z = 130$  В/м. Факты, о которых речь шла выше: уменьшение величины  $E_z$  летом и днем, и т.п., только подчеркивают эту особенность атмосферного электричества. Любая модель атмосферного электричества будет вызывать сомнение, если она не сможет найти логичное объяснение этому факту. Попытки объяснить это свойство každодневым равенством количества электрических разрядов молний не выдерживают критики. Многолетние наблюдения за распределением гроз по поверхности Земли, говорят совсем об обратном: количество гроз (а, значит, и разрядов молний) и их расположение на Земле, меняется день ото дня, причём, иногда - на порядок.

Исследования явлений атмосферного электричества были начаты Франклином, Далибаром, Ломоносовым и Рихтером в середине 18 века. Основное внимание было сосредоточено на изучении молний и гроз: эти явления природы, естественно, привлекали внимание многих ученых. Эффекты влияния грозовых облаков на атмосферное электричество хорошо изучены. Общепринято, что грозовые облака и разряды молний являются единственным, по крайней мере, - основным, источником атмосферного электричества. Ломоносов и Лемонье практически одновременно и независимо друг от друга обнаружили, что электрические явления в атмосфере происходят и в отсутствие грозовых облаков. С начала 20 века интерес к изучению молний и гроз сильно уменьшился. Основное внимание исследователей было сосредоточено на изучении электрического поля хорошей погоды.

В 20-х годах прошлого века Симпсон, Маучли и Свердруп обнаружили так называемую унитарную вариацию (кривая Карнеги) атмосферного электрического поля  $E_z$ , т.е. синхронные изменения напряженности поля величины  $E_z$ , - в целом по Земле. Вильсон высказал предположение, что унитарная вариация  $E$  вызвана грозами, которые приводят к заряджению Земли и высоких слоев атмосферы, зарядами разных знаков (Wilson, 1920). Эти идеи были развиты Уипплом и Скрейзом, которые предположили, что

суточный ход поля подобен суточному ходу площади поверхности материков Земли, занятой грозами. Эта модель объяснения унитарной (УТ) вариации АЭП признана до сих пор. Принято считать, что все проявления атмосферного электричества, такие как унитарная вариация, корреляции его с галактическими космическими лучами (ГКЛ) и метеоусловиями, связаны с электрическим полем «хорошей погоды».

Таким образом, возникло представление о том, что электричество ясных дней связано с грозовой деятельностью облаков, т.е. с тем фактором, который в исследованиях поля «хорошей погоды» исключался как аномальный. Надо сказать, что на этот очевидный парадокс мало кто обращает внимание, тем не менее, именно нелепость этой ситуации послужила основанием для разработки новой модели атмосферного электричества и его унитарной вариации, суть которой изложена в настоящей статье.

Один из основателей исследований в области атмосферного электричества Х. Израэль в 1939 г. отметил, что выход из создавшегося тупика можно найти, перестроив способы регистрации величины  $E$ , проведя непрерывные наземные измерения в течение, по крайней мере, 50 лет. За время, прошедшее с тех пор, в мире созданы приборы и организована сеть наземных станций (которая в России, к настоящему моменту, практически прекратила существование). Несмотря на некоторый прогресс в техническом плане, проблема АЭП в понимании физики этого явления, по большому счету, далеко не продвинулась. Изучение атмосферного электричества показало взаимосвязь его с другими, в частности, атмосферными процессами. Так, например, В.И. Герасименко приводит высказывание знаменитого английского физика Томсона (Лорда Кельвина) о том, что в будущем предсказание погоды будет осуществляться посредством электрометра. Это будущее еще не наступило, но предвидению классика (как будет следовать из нашей модели взаимосвязи атмосферы и электричества), нельзя не удивляться. Известны многие другие, не всегда явные и далеко не всегда ясные взаимосвязи электрического поля с такими геофизическими параметрами как сейсмичность, вулканизм, явления в ионосфере и магнитосфере и пр. Наиболее явно и сравнительно недавно выявлена связь атмосферного электричества с интенсивностью ГКЛ (Tinsley, 2000). В этой работе показано, что величина  $E$  убывает практически сразу после эффекта Форбуша в ГКЛ и постепенно восстанавливается до прежнего уровня в течение нескольких дней. Идея, касающаяся роли космических частиц в генерации АЭП не нова. Надо сказать, что G.G.Simpson (Швейдлер, 1936) ещё в 1904 г до открытия космических лучей (1912) высказал мысль о возможности проникновения на Землю заряженных частичек, которые обеспечивали бы Земле приток заряда в атмосферу (эквивалентную, при их вертикальном падении заряженных частиц, слою ртути толщиной 76 см).

В середине прошлого века проблема атмосферного электричества была очень популярна среди физиков. Именно в то время были сделаны фундаментальные работы и, в частности, вышли в свет известные книги П.Н.Тверского (1949) и Я.И.Френкеля (1949). Казалось, что проблема атмосферного электричества вот-вот будет решена, однако, надежды так и не оправдались. Ни в России, ни за рубежом, не нашлось автора, который сумел бы убедить коллег в том, что его модель наиболее адекватна явлениям атмосферного электричества. В последнее время интерес к этой проблеме значительно уменьшился, книг и статей по атмосферному электричеству встречается всё меньше и меньше, и поэтому имеет смысл, напомнить некоторые идеи и наиболее достоверные экспериментальные факты, имеющие отношение к обсуждаемой теме. Заметим, что отсутствие интереса к атмосферному электричеству, происходит на фоне настоящего бума, связанного с недавно обнаруженными явлениями образования светящихся электрических разрядов между верхней частью грозового облака и ионосферой, получивших название спрайтов и синих струй (sprite, blue jet). Шаровая молния, несомненно, имеющая непосредственное отношение к атмосферному электричеству, - до

сих пор возбуждает интерес исследователей. Возможно, ключом к пониманию физики таких феноменов как, шаровая молния, спрайты, унитарная вариация и прочие явления, присущие атмосферному электричеству, может быть генерация некоторой общей физически непротиворечивой идеи, охватывающей все стороны явления с единой позиции.

Большинство исследователей сходятся во мнении, что атмосферное электричество взаимосвязано с разделением электрических зарядов в грозном облаке. Принято считать, что возникновение электрических зарядов в атмосфере может быть обязано одному из трех источников, возможно так же их сочетание. К ним относятся: ГКЛ и солнечные космические лучи (СКЛ), естественные радиоактивные источники почвы (радон,  $^{40}\text{K}$ , радионуклиды ториевого и уранового рядов) и возникновение зарядов за счет фазовых переходов в воде (Качурин, Бекряев, 1960). По-видимому, это правильное предположение. В дальнейшем, при построении модели атмосферного электричества, будем использовать все известные идеи. Принципиально новым моментом нашей модели является то, что электрическое поле может возникнуть не только за счет грозных разрядов, как это принято в подавляющем большинстве моделей, а за счет разделения зарядов в атмосфере «хорошей погоды». По-видимому, под это определение попадают и те облачные дни, в течение которых наблюдаются все особенности АЭП. В такой ситуации мы избегаем парадокса, о котором шла речь выше: свойства АЭП получены в ситуации «хорошей погоды», в то время как источником поля являются грозы, что «хорошей погодой» считать не принято. Отметим, что в ряде работ принимается идея о генерации АЭП в «мировом центре грозной активности», якобы размещающемся в Африке. Это предположение возникло 100 лет назад, когда проверить его не было возможности. С появлением контроля погоды со спутников, и создания международной сети контроля гроз (<http://flash.ess.washington.edu/>), стало очевидно, что это предположение ошибочно. Тем не менее, и в наше время появляются модели АЭП, ориентированные на существование этого гипотетического «мирового центра».

**Атмосферное электрическое поле. Основные формулы.** Атмосферное электрическое поле можно определить в любой его точке, зная его потенциал  $V$ , величина которого обусловлена суммой всех электрических зарядов на Земле и в атмосфере. Каждая точка пространства обладает вполне определенным потенциалом. Соединение всех точек, обладающих одним значением потенциала, приводит к построению т.н. уровня, изопотенциальной поверхности. Эти поверхности, в силу свойств, присущих потенциалу, не могут ни пересекаться, ни касаться друг с друга. Беря производную от потенциала по нормали ( $n$ ), получаем напряженность поля  $E = \partial V / \partial n$ . У земной поверхности, считая её проводником, напряженность поля:

$$E = \partial V / \partial n = 4\pi\sigma, \quad (1)$$

где  $\sigma$  – поверхностная плотность заряда Земли в данной точке.

Выражение (1) играет важную роль в формировании атмосферного электрического поля, т.к. в приземном слое, за счет имеющихся вблизи земной поверхности повышенной концентрации объемных зарядов, величина  $E$  резко возрастает. Это явление в атмосферном электричестве получило название электродный эффект.

При наличии в атмосфере объемных зарядов с плотностью  $\rho$ , должно выполняться соотношение Пуассона:  $\partial^2 V / \partial x^2 + \partial^2 V / \partial y^2 + \partial^2 V / \partial z^2 = -4\pi\rho$ .

Рассматривая только одну координату поля  $x$ , заменяя  $x$  на  $h$ , и полагая  $\partial^2 V / \partial y^2 + \partial^2 V / \partial z^2 = 0$ , градиент электрического поля:

$$E = -dV/dh, \quad \partial^2 V / \partial h^2 = -4\pi\rho. \quad (2)$$

Наблюдения за величиной  $E$ , проведенные у земной поверхности, дают в среднем для градиента потенциала значение порядка 130 В/м. Это позволяет вычислить величину поверхностной плотности заряда Земли (1):  $\sigma \approx 7 \cdot 10^5$  элементарных зарядов/см<sup>2</sup>. Общий заряд Земли  $Q = 5.7 \cdot 10^5$  кулон. Общий потенциал положительно заряженной ионосферы

относительно отрицательной Земли  $U = 300$  кВ, плотность тока в «конденсаторе» Земля-ионосфера  $j = 10^{-12}$  А/м<sup>2</sup>. Полное сопротивление атмосферы  $R \approx 230$  Ом. Сопротивление  $R$  можно представить как параллельное соединение цепочек сопротивлений между Землей и ионосферой, расположенных равномерно по поверхности Земли, соединенных между собой сопротивлениями в точках, между которыми возможно возникновение горизонтального  $E$  и возможны горизонтальные перетоки электрического заряда, как, например, в облаках или ионосфере. В таких цепочках включены источники напряжения, которые создают необходимый потенциал на обкладках сферического конденсатора. В качестве такого генератора принято считать грозы.

**Глобальная атмосферно-электрическая цепь** определяет в атмосфере баланс электрических токов, условия поддержания электрического поля, а также структуру электрических полей и токов. Данные многолетних измерений электрических характеристик атмосферы вблизи поверхности Земли указывают на существование электрического поля напряженностью порядка  $10^2$  В/м и электрического тока плотностью порядка  $10^{-12}$  А/м<sup>2</sup>. Эти параметры определяются в так называемых условиях хорошей погоды, т. е. при отсутствии в данном районе Земли облаков, ветров, метелей. Измерения электрического поля «хорошей погоды» вблизи земной поверхности позволяют оценить некоторый эффективный заряд Земли, который составляет  $10^5$  К. Поскольку атмосфера Земли обладает электропроводностью, то при отсутствии источников электрического поля электрическое поле в атмосфере исчезает примерно за 10 мин. Согласно современным представлениям, основным источником электрического поля в тропосфере и стратосфере являются грозные облака. Грозные облака действуют как токовые генераторы. Возможно, что грозные облака не единственные генераторы, поддерживающие электрическое поле атмосферы. Не до конца выяснена роль генераторов, действующих в верхних слоях атмосферы (ионосферы и магнитосферы), облаков слоистых форм, конвективного токового генератора, действующего в пограничном слое атмосферы. Отметим, что в областях существования грозных облаков текут токи, заряжающие атмосферу, в областях, свободных от грозных облаков, текут токи разрядки.

Основные уравнения, описывающие глобальную токовую цепь, имеют следующий вид:

$$\begin{aligned} \operatorname{rot} E &= -\mu_0 \frac{\partial H}{\partial t}, \operatorname{rot} H = j + \varepsilon_0 \frac{\partial E}{\partial t}, \\ \operatorname{div} E &= \frac{\rho}{\varepsilon_0}, \operatorname{div} H = 0, \frac{\partial \rho}{\partial t} + \operatorname{div} j = 0, \end{aligned} \quad (3)$$

где  $E$  - напряженность электрического поля,  $H$  - напряженность магнитного поля,  $\rho$  - плотность электрического заряда,  $j$  — плотность электрического тока,  $\varepsilon_0$ ,  $\mu_0$  - диэлектрическая и магнитная проницаемости вакуума.

В условиях  $T \gg L\sqrt{\varepsilon_0\mu_0}$ ,  $T \gg 2\pi\mu_0\lambda L^2$  ( $T$  - характерный временной масштаб,  $L$  - характерный пространственный масштаб задачи) система уравнений сводится к следующей системе:

$$\operatorname{rot} E = 0, \operatorname{div} E = \frac{\rho}{\varepsilon_0}, \frac{\partial \rho}{\partial t} + \operatorname{div} j = 0. \quad (4)$$

Отметим, что эта система фактически описывает все электрические процессы в нижних слоях атмосферы, исключая только быстропеременные процессы, протекающие при молниевых разрядах. Последнее уравнение для плотности электрического заряда есть следствие уравнения для  $\operatorname{rot} H$ , если от него взять операцию  $\operatorname{div}$ . Выражение для плотности электрического тока записывается в следующем виде:

$$j = \lambda E + \rho v + D_T \nabla \rho + \sum_S j_S, \quad (5)$$

где  $v$  – гидродинамическая скорость движения среды,  $D_T$  - коэффициент турбулентной диффузии,  $j_S$  — плотность электрического тока, создаваемая  $i$ -м источником. Последний член, входящий в выражение, описывает источники тока в атмосфере, которыми, в частности, являются грозы. Второй и третий члены существенны в пограничном слое атмосферы.

Если выполнено условие  $T \gg \varepsilon_0 / \lambda = \tau_\lambda$ , то в этом случае током смещения  $\varepsilon_0 \partial E / \partial t$  можно пренебречь и система уравнений превращается в стационарную:

$$\operatorname{div} j = 0, \quad \operatorname{rot} E = 0, \quad \operatorname{div} E = \rho / \varepsilon_0.$$

Важную роль в исследовании электрических процессов в атмосфере играет ее электропроводящие свойства. Ионный состав атмосферы в нижнем слое довольно сложен. Имеется целый спектр ионов, которые представляют собой комплексы молекул, несущих заряд, равный элементарному заряду (заряд электрона  $e$ ). Атмосферные ионы различаются химической природой входящих в них молекул, коэффициентом диффузии, подвижностью ( $b^\pm$ ). Можно выделить примерно пять групп ионов в зависимости от их подвижности и радиуса:

- легкие (малые) ионы ( $b^\pm \geq 10^{-4} \text{ м}^2/(\text{сВ}), r < 6,6 \cdot 10^{-8} \text{ см}$ );
- легкие промежуточные ионы ( $10^{-6} \text{ м}^2/(\text{сВ}) \leq b^\pm \leq 10^{-4} \text{ м}^2/(\text{сВ}), 6,6 \cdot 10^{-8} \text{ см} \leq r \leq 810^{-8} \text{ см}$ );
- тяжелые (большие) промежуточные ионы ( $10^{-7} \text{ м}^2/(\text{сВ}) \leq b^\pm \leq 10^{-6} \text{ м}^2/(\text{сВ}), 8 \cdot 10^{-8} \text{ см} \leq r \leq 2,5 \cdot 10^{-6} \text{ см}$ );
- ионы Ланжевена ( $2,5 \cdot 10^{-8} \text{ м}^2/(\text{сВ}) \leq b^\pm \leq 10^{-7} \text{ м}^2/(\text{сВ}), 2,5 \cdot 10^{-6} \text{ см} \leq r \leq 5,7 \cdot 10^{-6} \text{ см}$ );

$$\lambda = \sum_i (e_{i+} b_{i+} n_{i+} + e_{i-} b_{i-} n_{i-}) = \lambda_+ + \lambda_-,$$

Ультра тяжелые ионы ( $b^\pm < 2,5 \cdot 10^{-3} \text{ м}^2/(\text{сВ}), r > 5,7 \cdot 10^{-7} \text{ см}$ ).

Электропроводность атмосферы  $\lambda$  при известном ионном составе определяется выражением

$$\lambda = \sum_i (e_{i+} b_{i+} n_{i+} + e_{i-} b_{i-} n_{i-}) = \lambda_+ + \lambda_-, \quad (6)$$

где  $i$  означает суммирование по группам ионов,  $\lambda_+, \lambda_-$  - полярные электропроводности.

Согласно современным представлениям, основной вклад в электропроводность нижних слоев атмосферы вносят легкие ионы. Электропроводность в этой части земной атмосферы формируется под влиянием радиоактивного излучения поверхности Земли, радиоактивных примесей, содержащихся в воздухе, космического излучения. По мере удаления от земной поверхности она растет и ее зависимость от высоты может быть представлена в виде:

$$\lambda = \lambda_0 \exp \alpha (r - r_0), \quad (7)$$

где  $r_0$  — радиус Земли,  $\alpha^{-1} = 6,4 \text{ км}$ .

Это представление не единственно. В ряде случаев до высоты примерно 40 км электропроводность  $\lambda$  может быть представлена в следующем виде:

$$\lambda = \begin{cases} \lambda_0 \exp \left( \frac{r - r_0}{0.82} \right), & 0 < r - r_0 < 3.6 \text{ км}, \\ \lambda_1 \exp \left( \frac{r - r_0}{4.1} \right), & 3.6 \text{ км} < r - r_0 < 17.7 \text{ км} \\ \lambda_2 \exp \left( \frac{r - r_0}{7.0} \right), & 17.7 \text{ км} < r - r_0 < 40 \text{ км}, \end{cases} \quad (8)$$

где  $\lambda_1 = \lambda(3.6)$ ,  $\lambda_2 = \lambda(17.7)$ .

Кроме высотных изменений  $\lambda$  в атмосфере наблюдаются широтные изменения, связанные с зависимостью интенсивности космических лучей от широты, значения которой на полюсе и экваторе различаются между собой в два раза.

### Способы измерений и аппаратура.

**Методы и аппаратура**, предназначенные для измерения напряженности (градиента потенциала) электрического поля, условно *делятся на две группы* (Тверской, 1947).

**Первая группа:** методы, основанные на использовании соотношения:  $E = -dV/dh$ . (9)

**Метод разности потенциалов.** Измеряются потенциалы  $V$  на разных высотах  $h$ .

**Метод Пельтье.** Проводник в виде шара, на высоте  $h$ , соединенный с электрометром. На проводнике за счет индукции происходит разделение и накопление зарядов  $Q$ . Зная емкость шара  $C$ , и измерив  $Q$ , определяется потенциал  $V$ :  $Q = -CV$ .

**Метод коллекторов.** Состоит в автоматическом измерении потенциала электрометрами одновременно в нескольких местах. **Коллектора:** механические, распылительные, пламенные, радиоактивные. **Характеризуются:** емкостью, кажущимся сопротивлением, временем релаксации, степенью изоляции и пр.

**Вторая группа:** методы, основанные на использовании уравнения:  $E = \partial V/\partial n = 4\pi\sigma$ .

**Метод Вильсона.** Действие метода Вильсона отражено на схеме (Тверской, 1949).

Изолированная пластина  $P$  соединена с электрометром  $E$  и окружена охранном кольцом  $D$ . Сверху пластина закрыта заземленной крышкой  $S$ , которая отодвигается во время измерений. После этого на верхней части пластины появится отрицательный заряд плотностью  $\sigma$ . На остальной части прибора распределится положительный заряд и электрометр даст отклонение, являющейся относительной мерой плотности  $\sigma$ , а тем самым и напряженности поля  $E = 4\pi\sigma$ . Метод Вильсона может быть применен для непрерывной регистрации. Для этого крышка  $S$  приводится во вращение, тогда сигнал приобретает пульсирующий характер и может быть зарегистрирован.

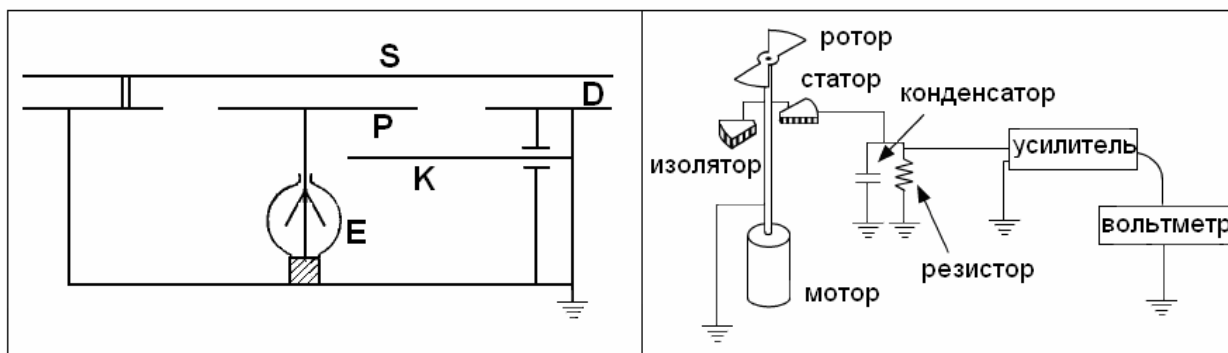


Рис. 1. Схема измерения  $E$  по методу Вильсона (Тверской, 1949) – слева и её реализация - справа.

**Неконтактный способ измерения  $E$**  в области над грозой заключается в том, что величина поля оценивается по эффекту Керра и поляризации неба (Carlson, Inan, 2008).

**Датчики напряженности электрического поля.** Получившие в практике измерения величины  $E$  широкое применение датчики, основаны на использовании метода Вильсона.

**Датчики напряженности электрического поля Градиент-М2 и Поле-2.** Величина  $E$  измеряется в двух диапазонах:  $\pm 500$  В/м и  $\pm 5000$  В/м. Датчик состоит из дифференциального электростатического генератора, усилителей, генераторов, щеточного

узла и пр.

Электростатический генератор (основной узел датчика поля) представляет собой дифференциальную пару измерительных пластин и модулирующей пластины, изготовленных из нержавеющей стали. Измерительные пластины установлены на фторопластовых изоляторах, защищенных сверху от натекания воды металлическими колпачками. Модулирующая пластина закреплена на конце вала привода, другой конец которого заземлен посредством щеточного узла. Крепление модулирующей пластины не позволяет установить ее в произвольное положение. Щеточный узел состоит из торцевой щетки, расположенной на фланце крепления электродвигателя, и закрепленной в держателе щетки, и торцевого контакта, расположенного на торце вала модулятора, посредством которого пластины модулятора ЭСГ электрически соединяются с шиной нулевого потенциала.

*Датчик электрической проводимости воздуха «Электропроводность-2»* ГГО, Гидромет им. А.И. Воейкова, С-Петербург.

Аспирационный измерительный конденсатор: цилиндрическая обкладка, внутренняя собирающая обкладка, входная труба, аэрозольная защита, напряжение и измеряется ток.

Величина тока  $I$  пропорциональна полярной электрической проводимости  $\sigma$ :

$I = 1/\epsilon_0(C U \sigma) + \Delta I$  (ток помехи)  $\sigma$  в  $\text{Ом}^{-1} \text{ м}^{-1}$ . Скорость протяжки воздуха 20 л/с

Номинальная статистическая характеристика преобразования  $u = \pm(4 \pm 0.2) 10^{-2} \sigma$

$\sigma$  - полярная (положительная или отрицательная) электрическая проводимость воздуха в  $\text{фСмм}^{-1}$ . Предел диапазона измерений 25  $\text{фСмм}^{-1}$ .

*Датчик напряженности электрического поля конструкции Струминского.* Основой датчика является вибрирующая стальная ленточка. Вибрация осуществляется с помощью автогенератора. По обе стороны ленточки расположены две проволоочки – приемники сигнала. Проволоочки хорошо изолированы от корпуса датчика. При вибрации ленточка, приподнявшись над проволоочками, частично экранирует проволоки, при опускании – экранировка нарушается, в результате чего на входе усилителя появляется сигнал, который, после дополнительного усиления, поступает на вход синхронного детектора и усиливается.

*Щелевой струнный электрометр.* Принцип работы такой же, как у датчика Струминского, но вместо ленточки используется стальная проволока диаметром около 1 мм, которая расположена в щели. Конструкция датчика симметрична относительно плоскости, перпендикулярной направлению вибрации проволоки. Конструкция имеет диаграмму направленности типа "восьмерки", как у диполя Герца, что позволяет производить векторные измерения.

### **Обзор моделей атмосферного электричества.**

Практически все модели атмосферного электричества, начиная от Френкеля, связывают его с облаками и, в частности, с грозами и разрядами молний. Рассмотрим некоторые из них, наиболее, на наш взгляд, приемлемые.

*Модель Эльстера и Гейтеля.* В основе модели авторов положена предложенная ими т.н. «индукционная теория». Суть идеи состоит в том, что «большая» капля воды поляризуется в электрическом поле таким образом, что в верхней части капли скапливается отрицательный заряд, а в нижней – отрицательный. Эта большая капля взаимодействует с более мелкими, - на которых индуцируется заряд того или иного знака, который распределяется в пространстве за счет разных скоростей падения капель.

*Модель Вильсона.* Отличается от предыдущей только тем, что в этой теории дополнительно учитывается взаимодействие капли с ионами.

**Модель Симпсона.** Теория Симпсона построена на использовании эффекта Ленарда электризации при разбрызгивании воды, причем мелкие капельки оказываются заряженными отрицательно, а крупные – положительно.

**Модель испарения.** Идея генерации заряда при испарении обсуждалась во второй половине прошлого столетия Томсоном, Пельтье и др. очень оживленно. Тогда же было установлено экспериментально, что струя водяного пара несет значительный положительный заряд (Герасименко, 1976).

**Электризация капель.** По данным экспериментов, проведенных в аэрозольной камере Института экспериментальной метеорологии, авторами сообщения (Гирс, Шварц, 1976) было показано, что в камере, при образовании адиабатического тумана, накапливался некоторый положительный объемный заряд. Анализ знака зарядов, образующихся в камере капель, показал, что они имели отрицательный заряд. Авторы пришли к выводу, что рост капель на отрицательных зародышах эффективнее, чем на положительных.

**Модель Френкеля.** Френкель полагал, что крупные капли воды обладают отрицательным зарядом ( $-q$ ), а мелкие - положительным ( $+q$ ). Электрическое поле  $E$  образуется за счет разделения зарядов в облаке в поле силы тяжести ( $g$ ). При заданных величинах массы ( $m$ ) и подвижности ( $u$ ) капель, поле  $E$  будет равно:

$$E = [(u_1 m_1 - u_2 m_2)/(u_1 q_1 + u_2 q_2)] g \quad (10)$$

Так как величина подвижности частицы (капли)  $u = 1/(6\pi\eta r)$  в значительной степени определяется вязкостью среды  $\eta$  и размером капли, Френкель заменяет:  $u_1 \sim 1/r_1$ ;  $u_2 \sim 1/r_2$ , и получает:

$$E = (4\pi\rho g/3) \times (r_1^2 - r_2^2)/(q_1/r_1 + q_2/r_2) = 4\pi\rho g r^2/3\varphi, \quad (11)$$

что для воды дает:  $\rho = 1$ ,  $g = 1000$ ,  $\varphi = 0.1$  В,  $r = 10$  мкм,  $E = 10$  CGSE = 3000 В/см.

Полученную оценку Френкель сравнивает с напряженностью электрического поля на земной поверхности при безоблачной погоде  $E = 1$  В/см и  $E = 150$  В/см - в облаках. Сомнение у него вызывает принятое им значение  $r = 10$  мкм. Действительно, сомнение Френкеля, как будет показано ниже, – вполне справедливо, т.к. реальный размер капель, принимающих участие в процессах электризации атмосферы, значительно меньше.

Тверской (1949), сравнивая различные модели образования и разделения зарядов в электрическом поле, отметил, что Френкель, в отличие от других авторов, рассматривает электрическое поле в атмосфере не как следствие наличия отрицательного заряда Земли и положительного заряда атмосферы, а как причину возникновения этих зарядов.

Согласно развиваемым здесь представлениям, суть идеи Френкеля состоит в том, что разделение зарядов происходит благодаря конденсации, хотя он рассматривал и другие способы электризации. Он полагал, что при распылении малых частиц воды происходит разрушение двойного электрического слоя (ДЭС), возникающего в водяной капле. Размеры отделяющихся частиц, соизмеримых с эффективной толщиной ДЭС, приобретают положительный заряд, остальная масса - отрицательный.

**Модель Никандрова.** Электрические процессы, обусловленные фазовым переходом “вода-пар”, рассмотрены в книге Никандрова (1981). Автором делается попытка найти объяснение образованию электрических полей в облаке. Взаимодействие молекул воды с собственным паром во многом обязаны их электрическим свойствам. Полная энергия взаимодействия двух молекул водяного пара равна:

$$W = B/L^{12} - \Gamma/L^6, \quad (12)$$

где  $B/L^{12}$  - энергия отталкивания;  $\Gamma/L^6$  - энергия притяжения;  $L$  - расстояние между центрами молекул. В состоянии равновесия энергия взаимодействия принимает



минимальное значение, равное  $W_o = kT_{кр}$  ( $T_{кр}$  - критическая температура). Энергия притяжения, в свою очередь, суммируется (по мере убывания эффекта) из:

1) потенциальной энергии ориентационного взаимодействия:

$$W = 2/3 \times \mu^2/kTL^6 \quad (\mu - \text{дипольный момент}), \quad (13)$$

2) поляризационной энергии:

$$W = 2\alpha\mu^2/L^6 \quad (\alpha - \text{коэффициент поляризации}), \quad (14)$$

3) энергии, обусловленной дисперсионным эффектом:

$$W = 3/4 \times h\nu\alpha/L^6, \quad (15)$$

$h\nu$  - квант энергии,  $\nu$  - частота колебаний внешних электронов.

Для  $N$ -молекул энергия притяжения определяется их числом:

$$W = Nr/2L^6. \quad (16)$$

Таким образом, видно, что взаимодействие молекул определяется их электрическими свойствами. Эти свойства проявляются особо при фазовых переходах, когда возникают не скомпенсированные электрические поля.

В подтверждение идеи Френкеля, считавшего, что большая капля заряжена отрицательно, а маленькая - положительно, приведем пример из книги Никандроу. Конденсация паров воды происходит достаточно быстро при четырехкратном пересыщении, для отрицательных ионов, и шестикратном, - для положительных ионов. Отсюда следует, что капли, выросшие до больших размеров, могут сохранять отрицательный заряд, в то время как капли меньших размеров - положительный. Единичный заряд капли составляет примерно  $10^{-14}$  Кулон. Размер капли варьируется от малого (7-8 Å) к среднему (100 Å) и большому ( $> 550$  Å).

**Вращение плазмосферы.** Авторы модели базируются на идее Ландау и Лифшица, что вокруг вращающегося намагниченного шара существует не только магнитное дипольное поле, но и квадрупольное электрическое. Развивая эту идею, Беспалов и Чугунов (1994) обсуждают модель возникновения атмосферного электричества в результате трения плазмосферы, вращающейся со скоростью, меньшей, чем скорость суточного вращения Земли  $\omega_o$ , о “магнитосферную периферию”. Разность потенциалов, приложенная к атмосферному промежутку,  $U = \omega_o M/cr_o$ , где  $M$  - магнитный момент Земли,  $r_o$  - её радиус,  $c$  - скорость света. Данная модель, по мнению авторов, дает правильный знак заряда планеты и величину плотности атмосферного тока.

**Электрическая машина Рише.** Автор этой (1997) и ряда предыдущих работ обращает внимание на роль космического излучения в формировании “электрической машины Земли” (ЭМЗ). Он учитывает то обстоятельство, что величина атмосферного электрического поля распределена вдоль высоты атмосферы весьма неравномерно (см. рис. 20-3): около Земли  $E$  принимает самое большое значение, затем довольно резко спадает и затем, в районе т.н. электросферы, -  $E$  вновь велико. В принципе, в атмосфере есть область, где  $E \approx 0$ . По мнению Рише, эта “поверхность” делит ЭМЗ на две части, одна из них, это, собственно, атмосферное электрическое поле (АЭП), другая часть - внешнее электрическое поле (ВЭП), имеющее другую причину возникновения. В области  $E = 0$  космический ток компенсируется рассеивающимися с поверхности зарядами. Электрическая машина Рише “работает” таким образом, что происходит перераспределение электрических зарядов между АЭП и ВЭП, так, что суммарный заряд Земли остается постоянным. При этом “поверхность  $E = 0$ ” меняет свою высоту, а “зарядный” (от космических лучей) и “разрядный” (от Земли вверх) токи компенсируют друг друга. Автор полагает, что учет космического тока позволяет естественным образом, без привлечения сторонних идей и предположений, расширить представления о глобальной токовой цепи, электрическом поле Земли и работе ЭМЗ, а также понять причину сохранения квазистационарных зарядов атмосферы и Земли.

**Грозовая модель атмосферного электричества.** Модель, развиваемая в (Hays, Roble, 1979; Roble, Hays, 1979), основана на электрическом взаимодействии между верхней и нижней атмосферой. Главным источником электрического тока является грозовое облако, вверху которого скапливается положительный заряд, а внизу - отрицательный. Грозы распределены по поверхности Земли неравномерно, однако, именно их пространственное размещение обеспечивает возможность унитарной вариации атмосферного электричества. Электрический потенциал на поверхности Земли равен нулю и также равен нулю вдоль её орографической поверхности. Авторы делают расчеты величины  $E$ , как учитывая орографию, так и без её учета. Электрическая проводимость экспоненциально возрастает с высотой до тех пор, пока на атмосферные электрические эффекты не начнет оказывать влияние магнитосфера и космические лучи, обладающие, как известно, широтной зависимостью. Авторы рассчитали электростатическую модель в зависимости от распределения грозовых источников тока. Результаты расчетов показывают, что величина  $E$  максимальна в окрестности источников, а потенциал может достигать ионосферных высот. Согласно расчетам в ионосфере величина  $E$  может достигать 0.25-0.5 мВ/м. Заметную роль в этой модели играют эффекты, связанные с ионизацией атмосферы космическими лучами. По мнению авторов в этой модели находят объяснение явления, связанные с т.н. Форбуш-эффектом. Естественно, авторы полагали, что в момент Форбуш-понижения величина АЭП должна возрастать, что, как оказалось, не соответствует наблюдениям.

### **Новая модель атмосферного электрического поля.**

#### **Электрические заряды в атмосфере.**

Атмосферное электрическое поле можно определить в любой его точке, зная его потенциал  $V$ , величина которого обусловлена суммой всех электрических зарядов на Земле и в атмосфере. Каждая точка пространства обладает вполне определенным потенциалом. Соединение всех точек, обладающих одним значением потенциала, приводит к построению т.н. уровня, изопотенциальной поверхности. Эти поверхности, в силу свойств, присущих потенциалу, не могут ни пересекаться, ни касаться друг с друга. Беря производную от потенциала по нормали ( $n$ ), получаем напряженность поля  $E = \partial V / \partial n$ . У земной поверхности, считая её проводником, напряженность поля:

$$E = \partial V / \partial n = 4\pi\sigma, \quad (17)$$

где  $\sigma$  – поверхностная плотность заряда Земли в данной точке. Выражение (20.17) играет важную роль в физике АЭП, т.к. в приземном слое величина  $E$  резко возрастает. Это явление в атмосферном электричестве получило название электродный эффект. Наблюдения за величиной  $E$ , проведенные у земной поверхности, дают в среднем для градиента потенциала значение порядка 130 В/м, что позволяет вычислить величину поверхностной плотности заряда Земли (1):  $\sigma \approx 7 \cdot 10^5$  элементарных зарядов/см<sup>2</sup> и общий заряд Земли:  $Q = \epsilon_0 R^2 E = 5.7 \cdot 10^5$  кулон,  $R_E$  – радиус Земли  $\epsilon_0$  – электрическая постоянная. Учитывая сказанное, по-видимому, правильнее говорить не о постоянстве  $E$  во времени и пространстве, а о том, что электрический заряд Земли - суть константа (Швейдлер, 1936).

Общий потенциал положительно заряженной электросферы (ионосферы) относительно отрицательной Земли  $V = 300$  кВ, плотность тока в «конденсаторе» Земля-ионосфера  $j \approx 10^{-12}$  А/м<sup>2</sup>, полный ток «разрядки»  $I \approx 1$  кА. Зная  $V$  и  $Q$ , можно оценить емкость «конденсатора» Земля – электросфера:  $C = Q/V \approx 1$  фарада. Ёмкость сферического конденсатора можно оценить по формуле:  $C \approx 4\pi\epsilon_0\epsilon S/d$ , подставляя площадь поверхности Земли  $S$  и величину электрической постоянной  $\epsilon_0$ , получаем высоту электросферы:  $d \approx 60 - 90$  км. Полное сопротивление проводящей атмосферы  $R \approx 230$  Ом. Сопротивление  $R$  можно представить как параллельное соединение цепочек сопротивлений между Землей и электросферой, расположенных равномерно по поверхности Земли, соединенных между собой сопротивлениями в точках, между которыми возможно возникновение горизонтального  $E$  и возможен горизонтальный ток электрического заряда, как, например,

в облаках или ионосфере. В таких цепочках включены источники напряжения, которые создают необходимый потенциал на обкладках сферического конденсатора. В качестве такого генератора принято считать грозы.

Суть развиваемой нами идеи состоит в том, что грозы и разряды молний оказывают влияние на АЭП, но они не являются основными его источниками. Согласно модели, образование электрических зарядов происходит за счет ионизации атмосферы ГКЛ, а их разделение - за счет выноса легких положительно заряженных ионов в верхние слои атмосферы и падения на Землю тяжелых отрицательно заряженных аэрозолей, - в атмосфере «хорошей погоды». Для того, чтобы доказать правоту этой идеи, необходимо, во-первых, найти убедительные свидетельства того, что ГКЛ могут принести Земле электрический заряд, по величине не меньший, чем она теряет в единицу времени  $I = dQ/dt = 10^3$  кулон/с. Скорость образования ионов  $q$  связана с плотностью потока космических лучей  $P$  соотношением:  $q = PsN_o$ ,  $s$  – эффективное сечение ионизации воздуха космическими лучами,  $N_o$  – концентрация молекул воздуха.

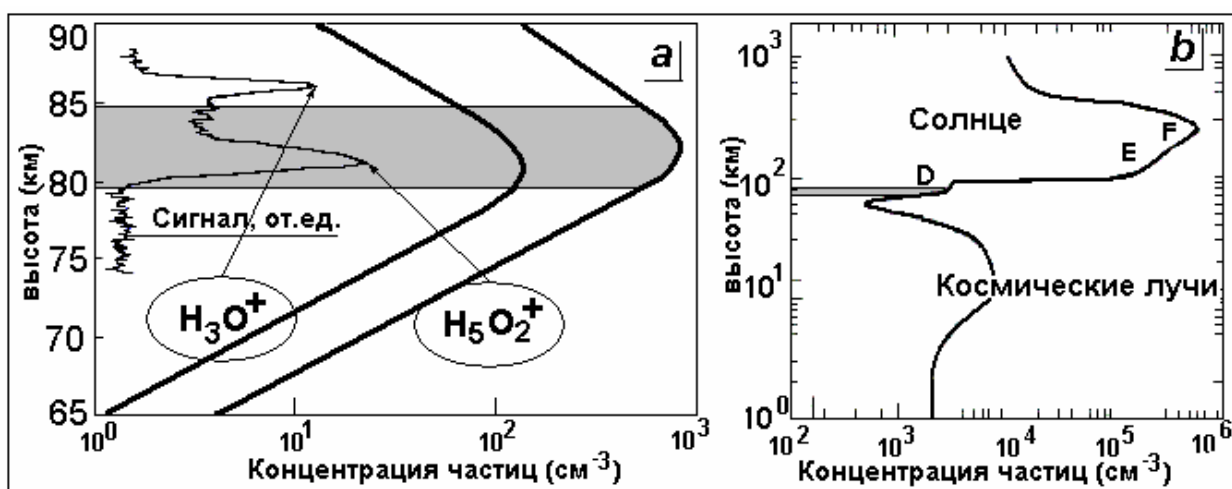


Рис. 2. Сигнал (в от ед.) зарегистрированный при ракетных измерениях АЭП (Shimogawa, Holzworth, 2009); вертикальные профили плотности: водных кластеров  $H_5O_2^+$  и  $H_3O^+$ , и ионизированных частиц в атмосфере: (Ferguson, Fehsenfeld, 1969) – a, Концентрация частиц по высоте (Marsh, Svensmark, 2000) – b.

Во-вторых, наша модель требует наличия в атмосфере Земли, на высоте  $d \approx 60-90$  км, положительно заряженного слоя, плотность зарядов в котором должна быть не ниже  $\sigma^* \approx 7 \cdot 10^5$  элементарных зарядов/см<sup>2</sup>. Как показано в (Ferguson, Fehsenfeld, 1969) такой слой, состоящий из положительно заряженных водных кластеров  $H_5O_2^+$  и  $H_3O^+$  (ионов гидроксония), - реально существует на высоте  $\sim 80$  км (рис. 20-2-а). Эта информация получила подтверждение прямыми ракетными измерениями АЭП на этих высотах (на том же рис.) (Shimogawa, Holzworth, 2009). Как следует из этой работы, слой оказывается двойной. Возможно, как это показано на рис, в каждом слое находятся различные ионы гидроксония.

Для обеспечения величины  $\sigma^* \approx 7 \cdot 10^5$ , толщина слоя, при концентрации  $10^3$  см<sup>-3</sup>, должна быть не менее 700 см. В действительности, толщина этого слоя значительно больше, - достигает 2 – 3 км, что позволяет считать положительно заряженный слой ионов гидроксония, - второй обкладкой сферического конденсатора «Земля – электросфера».

Рассмотрим подробнее поведение параметров, необходимых для построения модели АЭП, в области её генерации (рис. 20-2). Максимальная плотность потока ГКЛ приходится примерно на тропопаузу. В этой области атмосферы – самая низкая температура. Влажность уменьшается с высотой, но незначительно: всего в 10 раз

относительно слоя наибольшей облачности. Кривая АЭП показывает (в логарифмическом масштабе) уменьшение поля с высотой.

Распределение плотности электрических зарядов по высоте атмосферы представлено на рис. 2-*b* (Marsh, Svensmark, 2000). Как следует из рисунка, ионизация воздуха той части атмосферы, которая причастна к генерации АЭП, происходит за счет ГКЛ. Оценим величину  $dQ/dt$  – скорость образования ионов, приняв величину плотности зарядов  $N = 2 \cdot 10^9 \text{ м}^{-3}$ , для чего воспользуемся равенством:  $dN/dt = \alpha N^2$ . Положим, что  $N^+ = N^-$ , тогда, зная коэффициент рекомбинации ионов  $\alpha$ , можно оценить скорость образования зарядов в атмосфере  $dN/dt$ . Подставив в формулу величину элементарного заряда  $e$ , получим скорость накопления зарядов:  $dQ/dt = eV \cdot dN/dt$ , где  $V$  – объем атмосферы Земли ( $\sim 5 \cdot 10^{18} \text{ м}^3$ ). Отсюда величина:  $dQ/dt = \alpha \cdot 4 \cdot 10^{18}$  кулон/с. Таким образом, если бы скорость рекомбинации  $\alpha$  была бы:  $\alpha \geq 2.5 \cdot 10^{-16} (\text{м}^3 \text{ с}^{-1})$ , проблема создания плотности зарядов в атмосфере за счет ионизации её ГКЛ – решалась бы элементарно.

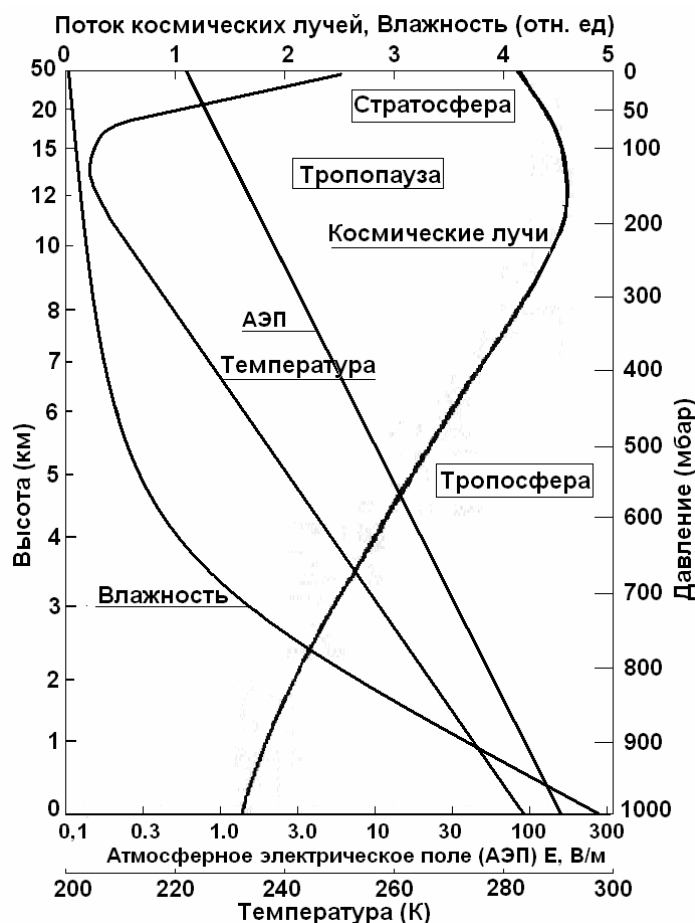


Рис. 3. Поток галактических космических лучей, АЭП, температура воздуха и влажность в зависимости от высоты и атмосферного давления.

Обратимся к справочным данным по величине коэффициента объемной рекомбинации  $\alpha$ . Величина  $\alpha$  изменяется в пределах:  $10^{-16} - 10^{-12} \text{ м}^3 \text{ с}^{-1}$ . Требуемое для нашей модели ограничение величины  $\alpha$  находится в этом диапазоне величин, тем не менее, эта оценка не дает однозначного ответа на поставленный выше вопрос. Для того чтобы ответить на него, необходимо точно знать, на каких ионах происходит рекомбинация зарядов, и какова роль электронов в этом процессе. Согласно данным, приведенным в (Боярчук и др. 2000) скорость рекомбинации положительных ионов с электронами  $\alpha \approx 10^{-12} \text{ м}^3 \text{ с}^{-1}$ , в то время как коэффициент рекомбинации между ионами намного меньше  $\alpha \approx 10^{-16} \text{ м}^3 \text{ с}^{-1}$  (что несколько меньше нашей оценки). Если процесс ионной рекомбинации превалирует над ион-электронной, то ГКЛ, в данной модели

объемной рекомбинации, по-видимому, не могут обеспечить необходимый приток зарядов. В этом случае задача усложняется, необходимо привлечение дополнительных источников ионизации.

Наша оценка показывает, что ГКЛ вносят существенный вклад в формирование электрического заряда в атмосфере Земли, но пока нельзя считать, что это единственный источник зарядов. Существует и другой способ оценить роль ГКЛ в ионизации атмосферы.

В работах (Ермаков et al., 1997; Ермаков, Стожков, 2004) экспериментально установлено, что ионизация атмосферного воздуха космическими лучами  $q$  происходит в соответствии с линейным уравнением баланса ионов:  $q = \beta N$ , а не в состоянии с обычно используемым квадратичным уравнением:  $q = \alpha N^2$ . Здесь  $\alpha$  – коэффициент объемной рекомбинации,  $\beta$  – коэффициент линейной рекомбинации, эти коэффициенты различны по величине и по размерности. Обнаруженная зависимость указывает на то, что в действительности связь между концентрацией ионов в атмосфере и потоком космических лучей является более сильной ( $N \sim P$ ), чем предполагалось ранее ( $N \sim P^{1/2}$ ). Этот подход укрепляет уверенность в том, что ГКЛ оказывают решающее влияние на АЭП и ток проводимости атмосферы  $j$ . В качестве иллюстрации сказанному приведем рис. 4, на котором можно видеть устойчивую корреляцию между потоком ГКЛ -  $N$  и током  $j$  ( $dQ/dt$ ).

Обратим внимание на то, что уменьшение плотности потока ГКЛ и тока проводимости  $j$  соответствуют периодам максимальной активности Солнца (69-70 и 80-82 гг.), а их синхронное увеличение - минимальной (76-77 гг.). Таким образом, рис. 4. подтверждает однозначную связь АЭП с ГКЛ. Однако пока речь шла только о том, что ГКЛ в атмосфере могут обеспечить необходимую плотность электрических зарядов. Теперь, во-вторых, необходимо определить, имеется ли в атмосфере достаточное количество мелких капель, водных аэрозолей или тяжелых ионов, которые смогли бы принять участие в разделении образовавшиеся за счет ионизации атмосферы ГКЛ заряженных частиц в поле силы тяжести таким образом, чтобы Земля оказалась отрицательной, а ионосфера – положительной.

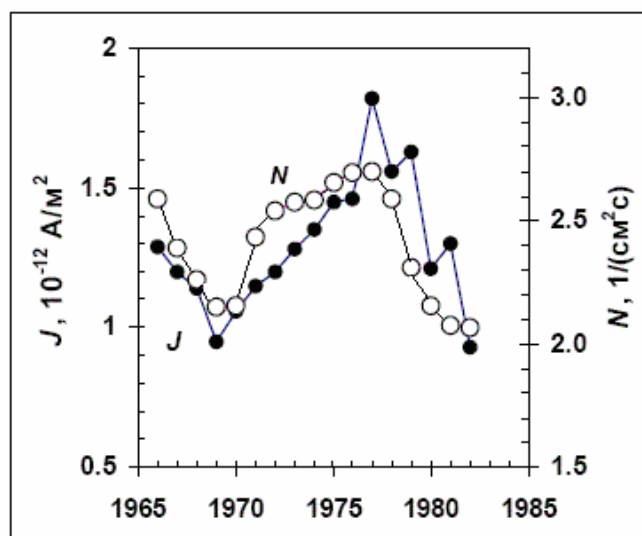


Рис. 4. Зависимости величины плотности атмосферного тока  $j$  (темные кружки) (Roble, 1985) и потока космических лучей  $N$  на средних широтах на высоте  $h \approx 22$  км; светлые кружки (Stozhkov, 2003; Ермаков, Стожков, 2004).

#### **Образование водных аэрозолей. Размер частиц.**

В спокойной атмосфере всегда существуют аэрозольные частицы размером от нескольких сотен ангстрем до нескольких микрон. В глобальном масштабе выделяют три

типа распределения частиц по размерам в тропосфере: «фоновый», «океанический» и «континентальный». Идеализированные кривые, демонстрирующие существенные черты этих распределений, изображены на рис. 5 (Ивлев, Довгалюк, 1999). Фоновый тип распределения аэрозоля по размерам предполагается репрезентативным для средней и верхней тропосферы. Кривые рисунка соответствуют ситуации существования и отсутствия непрерывной генерации мелкодисперсной фракции. Фоновая концентрация (кривые 1, 5) типична для очень чистого воздуха и предполагается равной  $700 \text{ см}^{-3}$ . Самый нижний слой воздуха над океанами, высотой 2 км, содержит морские частицы. Океанический тип распределения частиц по размерам (кривые 2, 4) отличается от фонового в интервале радиусов от 0.5 до 20 мкм, в котором концентрация частиц океанического типа увеличивается по сравнению с фоновой концентрацией - за счет частиц, возникающих из морских брызг. Общая концентрация частиц морского происхождения не велика:  $< 10^3 \text{ см}^{-3}$ . В нижней тропосфере над сушей предполагается репрезентативным третий тип распределения частиц по размерам – континентальный (кривая 3). Счетная концентрация частиц в этом случае возрастает до  $10^4 \text{ см}^{-3}$ . Распределение частиц с  $r < 0.1 \text{ мкм}$  считается неопределенным. Как следует из рис. 5, максимальная концентрация аэрозолей соответствует размеру:  $r \geq 0.1 \text{ мкм}$ . (В дальнейшем нас будут интересовать частицы именно такого размера). Распределение частиц по размеру, представленное на рис. 5, касается не только водных аэрозолей. Разделение электрических зарядов происходит на водных каплях и тяжелых ионах, поэтому необходимо выяснить, имеются ли в атмосфере подходящие условия, необходимые для конденсации и коагуляции капель радиусом  $r \geq 0.1 \text{ мкм}$ .

Приведем данные по концентрации в атмосфере и подвижности легких и тяжелых ионов (Тверской, 1949), полученные при изменении влажности воздуха. Распределение ионов по концентрациям, подвижностям и скоростям (при влажности воздуха 2 – 3 мм Нг) показано в 1:

Таблица 1.

Легкие ионы	$n = 200 \text{ см}^{-3}$	$u = 1.1 \text{ см}^2 \text{ с}^{-1} \text{ В}^{-1}$	$v \approx 10^{-2} \text{ м/с}$ , для $E = 100 \text{ В/м}$
Средние ионы	$n = 700 \text{ см}^{-3}$	$u = 0.05 \text{ см}^2 \text{ с}^{-1} \text{ В}^{-1}$	$v \approx 5 \cdot 10^{-4} \text{ м/с}$
Тяжелые ионы	$n = 1600 \text{ см}^{-3}$	$u = 0.008 \text{ см}^2 \text{ с}^{-1} \text{ В}^{-1}$	$v \approx 8 \cdot 10^{-5} \text{ м/с}$

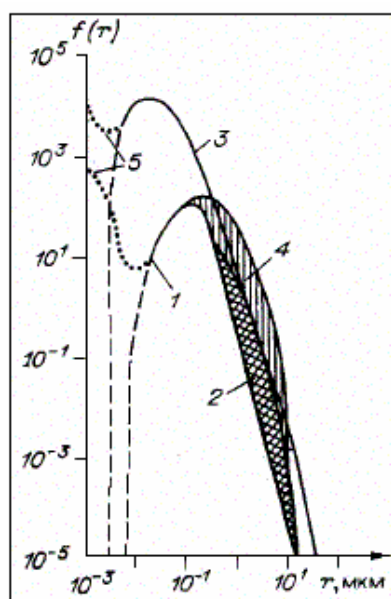


Рис. 5. Распределение атмосферных аэрозолей по размерам (Ивлев, Довгалюк, 1999).

При увеличении влажности воздуха от 2-3 мм Нг до 12-13 мм Нг, концентрации легких и средних ионов практически не изменяется, в то время как концентрация тяжелых – возрастает почти в 5 раз. Обратим внимание на то, что скорость дрейфа тяжелых ионов в поле  $E$  может быть соизмерима и даже меньше (как будет показано ниже) их стоксовой скорости падения в поле силы тяжести.

Заряженные водные аэрозоли и тяжелые ионы падают на поверхность Земли и передают ей свой заряд. Аэрозоли во время падения на Землю - испаряются. Критический размер, при котором они начинают испаряться, был оценен в (Harrison, 2001), где показано, что наиболее оптимальный размер водного аэрозоля составляет 0.13 мкм (рис. 6). Меньшие частицы – испаряются, частицы крупнее критического размера – растут.

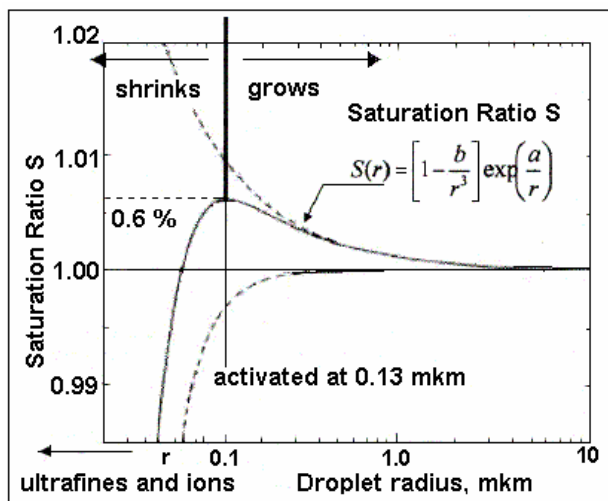


Рис. 6. Зависимость размера водного аэрозоля от степени насыщения (Harrison, 2001).  
Капли размером,  $r < 0.13$  мкм будут испаряться, большим 0.13 мкм – расти.

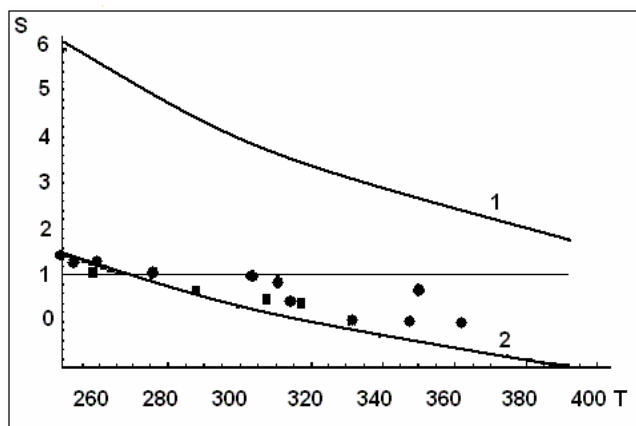


Рис. 7. Зависимость критического пересыщения паров воды от температуры  $S_c(T)$  (Артюхин, 2001).

Как показано на рис. 6, величина пересыщения в оптимальном случае  $S_c \approx 1.006$  (0.6%). Зависимость критического пересыщения паров воды от температуры  $S_c(T)$  приведенная на рис. 7, получена Артюхиным А.С. (2001). Расчеты проводились как по классической теории (1), так и по квантово-статистической (2). В последнем случае, результаты расчетов близки с экспериментальными точками, определенными при сверхзвуковом течении воздуха, в камере Вильсона, и в диффузионной камере. Автор

считал пересыщение критическим, при котором отношение числовой плотности димеров к числовой плотности мономеров в системе составляет 3% (критерий Кало). Автором показано, что при температуре  $T = 250$  К,  $S_c = 1.5$  и оно плавно убывает по мере роста температуры:  $T = 275$  К,  $S_c = 1.0$ ;  $T = 290$  К,  $S_c = 0.5$  и т.д., отсюда для  $S_c = 1.06$ ,  $T = 265$  К.

Полагая среднюю по Земле температуру  $T_E = 15$  °С, а температуру  $T_c = -10$  °С, используя эмпирическую формулу для убывания температуры тропосферы с высотой  $H$ :  $T_c = T_E - 6.5 H$  (км), получим, что степень пересыщения  $S_c = 1.06$  будет достигнута на высоте  $\approx 4$  км. Полученный результат показывает, что область формирования водных аэрозолей с характерным размером  $r \geq 0.1$  мкм совпадает с областью максимальной концентрации ионов, образующихся при торможении ГКЛ.

### **Разделение зарядов в поле силы тяжести.**

Величину атмосферного электрического поля  $E_Z$ , можно оценить по формуле, полученной Френкелем при учете эффекта разделения зарядов на водных каплях, радиусом  $r$  (Френкель, 1949):

$$E_Z = (4\pi\rho g/3\varepsilon_0) \times (r_1^2 - r_2^2)/(q_1/r_1 + q_2/r_2) = 4\pi\rho g r^2/3\varepsilon_0 \zeta. \quad (18)$$

Здесь:  $\rho$  - плотность воды,  $g$  – ускорение силы тяжести,  $\varepsilon_0$  – электрическая постоянная,  $r_1$  и  $r_2$  - радиусы больших и малых капель,  $q_1$  и  $q_2$  – их заряды, соответственно,  $\zeta$  - электрокинетический потенциал воды. Френкель выражает величину  $E_Z$  внутри облака через его водность  $M$ :

$$E_Z = \varepsilon_0 M g \zeta / 6\pi\eta\sigma_e. \quad (19)$$

где:  $M$  – водность облака (в грозовом облаке считается величина  $M \approx 1$  г/м<sup>3</sup>),  $g$  – ускорение силы тяжести,  $\zeta$  – электрокинетический потенциал воды ( $\zeta \approx 0.25$  В),  $\eta$  – вязкость воздуха ( $\eta \approx 10^{-5}$  Па с),  $\sigma_e$  – электропроводность ( $\sigma_e \approx 10^{-14}$  Ом<sup>-1</sup> м<sup>-1</sup>);  $E_Z \approx 10^4$  В/м.

Следуя логике рассуждений Френкеля, для оценки величины  $E$ , возникающей при разделении зарядов в насыщенной влагой атмосфере «хорошей погоды», будем использовать формулу (19). Известно, что в такой атмосфере концентрация молекул «сухого» пара воды  $\approx 12$  г/м<sup>3</sup>. Водность атмосферы (в виде водного аэрозоля)  $M$  для  $E_Z = 100$  В/м должна быть в сто раз меньше, чем в кучевом облаке, т.е.  $M = 0.01$  г/м<sup>3</sup>. Как показано в предыдущем разделе, для того чтобы в атмосфере образовался мелкий аэрозоль, необходимо выполнение определенных  $pT$  условий. Важно, чтобы температура и давление водяного пара были бы близкими к давлению насыщенного пара при заданной температуре. Это означает, что пересыщение должно быть чуть больше единицы. Второе условие образования мелких капель состоит в том, что для их образования необходимы ядра конденсации. Согласно нашей модели, это могут быть электрические заряды.

Оценим размер капелек воды в этом случае. Очевидно, что это должны быть очень мелкие, не видимые глазом капли, размером, меньше 0.5 мкм. Если капли будут видимые и их будет много, то это уже не атмосфера «хорошей погоды», а грозовое облако или туман. Условие падения капель на Землю, при выполнении которого они могут принять участие в разделении зарядов, можно получить из формулы Стокса для скорости падения капли:

$$v = (mg - \varepsilon_0 qE) / 6\pi\eta r, \quad (20)$$

где  $m$  – масса капли, а  $q = \varepsilon_0 \zeta r$  - её заряд. В облаке принято считать:  $mg \gg qE$ . В нашем случае, для оценки минимального размера капли, можно остановиться на условии:  $mg \geq qE$ . Отсюда получаем минимальный радиус капли из условия:  $(4\pi/3) r^2 g \rho \geq \varepsilon_0 \zeta E$ , или  $r \geq 0.1$  мкм. Наша оценка соответствует очевидному условию «невидимости» капли:  $r < 0.5$  мкм, или:  $0.5$  мкм  $> r \geq 0.1$  мкм. Масса капли такого размера  $m \approx 10^{-14}$  г.

Используя формулу (19), мы получили, что поле  $E_Z = 100$  В/м возникает при водности атмосферы  $M = 10^{-2}$  г/м<sup>3</sup>. При этом в кубическом метре воздуха может находиться до  $n \approx 10^{12}$  заряженных капелек.



Оценим концентрацию электрических зарядов, принимающих участие в атмосферном токе «утечки». Однако прежде отметим, что в атмосферном токе участие принимают лишь легкие ионы. Ни средние, ни, тем более, тяжелые ионы, в силу своей малой подвижности, участие в формировании атмосферного тока утечки не принимают. (Это важный момент модели). Плотность атмосферного тока «хорошей погоды»  $j = 10^{-12}$  А/м<sup>2</sup>, подвижность легких ионов, носителей тока (по справочным данным):  $u = 10^{-4}$  м<sup>2</sup>/с·В, отсюда скорость переноса для  $E_Z = 100$  В/м.  $v_e = uE \approx 10^{-2}$  м/с. Мы можем оценить плотность переносчиков зарядов:  $n_e = 10^9$  м<sup>-3</sup>. Как известно, величина  $E_Z \sim 1/h$ , а проводимость:  $\sigma \sim h$ ,  $h$  – высота. Известно так же, что плотность тока  $j$  от  $h$  практически не зависит. Эти данные позволяют получить примерное распределение плотности электрических зарядов  $n_e$ , участвующих в формировании тока утечки:  $n_e \sim 1/E^2$  или:  $n_e \sim h^2$ . Плотность зарядов тока утечки возрастает с высотой квадратично.

Представим себе атмосферную электрическую цепь как глобальный контур, состоящий из внутреннего генератора и нагрузки. В нашей модели, генератором АЭП является атмосфера «хорошей погоды», в которой происходит образование и разделение зарядов в поле силы тяжести. Образование аэрозоля на отрицательном заряде требует значительно меньшего пересыщения и капля образуется значительно быстрее, чем на положительном заряде. Источником зарядов являются ГКЛ, которые, попадая в атмосферу, тормозятся, генерируя при этом каскад вторичных заряженных частиц  $dN/dt$ . Принципиальным моментом модели является величина скорости падения капли, в сравнении её со скоростью дрейфа в АЭП. Оценим величину стоковой скорости капли радиусом 0.1 мкм, для чего воспользуемся формулой (20.20):  $v \approx mg/6\pi\eta r = 10^{-4}$  м/с. Сравним полученную оценку с известными экспериментальными данными. Принято считать, что средняя скорость оседания стратосферного аэрозоля радиусом 0.1 мкм примерно 40 м за сутки, или  $\approx 5 \cdot 10^{-4}$  м/с, что близко к стоковой скорости.

Скорость «падения» аэрозольных слоев, измеренная с помощью лидара на полигоне Томского института оптики атмосферы СО РАН, составляет около 5 км/сутки  $\approx 5 \cdot 10^{-2}$  м/с (Маричев и др. 2004). Размер аэрозоля, по оценкам авторов, порядка 1 мкм. Так как стоковая скорость  $v \sim r^2$ , то для капель такого размера, эта скорость, оцененная по формуле (20.20):  $v \approx 10^{-2}$  м/с, что примерно соответствует измерениям в Томске. Эти оценки показывают применимость формулы (20.20).

### ***Полярность E. Роль процессов конденсации и испарения.***

Рассматриваемая нами модель АЭП, как и модель Френкеля, определяет полярность заряда Земли тем, что капли, несущие отрицательный заряд, оказываются тяжелее капель, несущих заряд положительный. Мы вправе задать вопрос: всегда ли было так, и может ли заряд Земли знак изменить? Как следует из всего ранее сказанного, модель АЭП базируется на процессах конденсации и коагуляции капель. Процессы испарения практически не рассматривались, а ведь они в физике атмосферы играют не меньшую роль, чем процессы конденсации. Рассмотрим оба этих процесса чуть подробнее, и с общих позиций. Выясним, в частности, роль фазовых переходов в объяснении физической картины электрических процессов, иначе, попытаемся разобраться в физике, связанной с конкуренцией между процессами конденсации и испарения в атмосфере.

Скорость конденсации  $K$  (с<sup>-1</sup> см<sup>-3</sup>), согласно формуле Френкеля (1975), упрощенной и модифицированной:

$$K \sim \exp(-3/\ln^2 S_C + \ln S_C), \quad (21)$$

здесь  $S_C$  - пересыщение пара, равное отношению давления пара в системе к давлению насыщенного пара при той же температуре. Величина  $S_C$  определяется температурой пара  $T$ : ( $\ln S_C \sim 1/T$ ), его термодинамическим потенциалом, размером зародышей капель,

величиной поверхностного натяжения жидкости и т.п. Скорость конденсации  $K$  можно выразить через температуру пара:

$$K \sim \exp(-T^2 + 1/T), \quad (22)$$

Скорость конденсации  $K$  показывает количество элементарных процессов слияния частиц, которое происходит в единицу времени в единичном объеме. Величина  $K$  определяет скорость образования и роста капель.

В режиме испарения (кипения) в системе разрушаются капли и, им на смену, образуются «пузыри» пара, скорость образования которых  $J$  ( $\text{с}^{-1} \text{см}^{-3}$ ):

$$J \sim \exp(-W/kT), \quad (23)$$

где  $W$  - энергия, необходимая для образования пузыря критического размера.

Качественная зависимость  $K$  и  $J$  от температуры  $T$  изображена на рис. 8. При температуре  $T''$ , когда выполняется ( $K \approx J$ ), казалось бы, система должна достичь термодинамического равновесия. На самом деле всё обстоит в точности наоборот: такая ситуация ближе к критическому, крайне неустойчивому состоянию.

Для процессов, происходящих в атмосфере, температура поверхности океана  $T'' \approx 26.5^\circ \text{C}$  считается критической, при которой возникает неустойчивость, результатом развития которой является, в частности, возникновение тайфунов. Считается, что именно при этой температуре процессы испарения начинают превалировать над конденсацией. Как известно, средняя температура Земли, усредненная по земному шару и времени года:  $T \approx 15^\circ \text{C}$ , что ниже  $T''$ . Таким образом, на Земле, в её атмосфере, согласно нашей феноменологической модели, процессы конденсации имеют преимущество перед испарением. Средняя температура Земли величина очень стабильная. Как правило, речь идет о возможных вариациях её от года к году не более единиц процентов. Возможно, постоянство  $T$  является одной из причин того, что и величина  $E$  поддерживается постоянной. Вторая причина стабильности  $E$  - это стабильность потока ГКЛ.

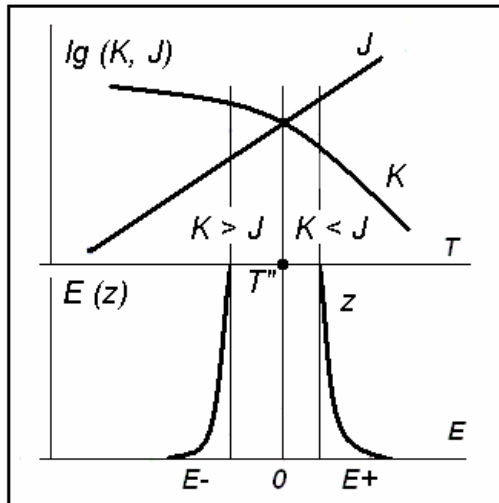


Рис. 8. Изменение  $\lg$  скоростей конденсации ( $K$ ) и испарения ( $J$ ) в зависимости от температуры  $T$  –верху. Внизу – полярность электрического поля  $E$ , как функция отношения  $J$  и  $K$ :  $E+$ , когда  $J > K$ , и  $E-$ , когда  $J < K$ .

Как мы отмечали выше, разделение электрических зарядов в атмосфере обязано тому, что капли заряжаются, в зависимости от их размеров: маленькие (ионы гидроксония) – приобретают положительный заряд и «всплывают», большие заряжаются отрицательно и «падают» на Землю. При постоянных параметрах: температуре, давлении и влажности атмосферы, это очень стабильный во времени процесс. Электрические заряды приносят в атмосферу ГКЛ, плотность потока которых так же очень стабильный во времени процесс. Взаимодействие этих двух стабильных процессов поддерживает уровень

$E_z$  - стабильным. Тем не менее, зададимся вопросом, может ли, в принципе, возникнуть такая ситуация, при которой Земля может оказаться заряженной положительно, а ионосфера – отрицательно?

В современной атмосфере скорость конденсации воды выше скорости испарения. Представим обратную, гипотетическую ситуацию: скорость испарения воды превалирует над скоростью её конденсации. В нашей постановке задачи, это означает, что в непосредственной близости над поверхностью испарения скапливается положительный заряд. В это время в более высоких, и более холодных слоях атмосферы водяные пары конденсируются, и при этом образуются капли, обладающие отрицательным зарядом, Капли выносятся потоком пара в верхние слои атмосферы. При этом восходящий поток с каплями, несущими отрицательный заряд, преодолевает земное притяжение, т.е. градиент давления в потоке оказывается больше силы тяжести. Полярность атмосферного электрического поля при этом изменится - на обратную. Эта ситуация отражена в правой части рис. 8. На практике эта ситуация возникает при образовании тайфунов, когда на большие высоты восходящими потоками выносятся огромное количество водяных капель, заряженных отрицательно. В районе генерации АЭП, на высоте 12 – 15 км рассмотренная ситуация не реальна и на Земле смены полярности АЭП происходить не должно, сколько бы не возрастала температура её поверхности.

Всем известно, что в течение 100 последних лет температура поверхности Земли увеличивается. Согласно нашей модели, величина АЭП должна была бы уменьшаться. Действительно, как было недавно показано по наблюдениям в Шотландии и Шетланде, ежегодное снижение АЭП с 1920 до 1980, когда измерения прекратились (Harrison, 2002), - было зарегистрировано. Автор этой работы пытается связать уменьшение величины АЭП с якобы наблюдаемым уменьшением интенсивности ГКЛ, подчеркивая, тем не менее, существование отрицательной корреляции с глобальной температурой, как и следует из нашей модели (рис. 8).

Уместно ещё раз вспомнить слова знаменитого английского физика Томсона о том, что в будущем предсказание погоды будет осуществляться посредством электрометра. Если наши рассуждения о связи  $E$  с температурой, давлением и влажностью атмосферы Земли верны, то Томсон был очень близок к истине.

### ***Поле $E_z$ и температура поверхности Земли.***

Температура поверхности Земли в течение 100 последних лет возрастает. В этой связи, величина АЭП, согласно нашей модели, должна - уменьшаться. Действительно, как было недавно показано по наблюдениям в Шотландии и Шетланде, ежегодное снижение АЭП с 1920 до 1980, когда измерения прекратились (Harrison, 2002; Märcz, Harrison, 2003), было зарегистрировано (рис. 9). Авторы пытаются связать уменьшение величины АЭП с наблюдаемым уменьшением интенсивности ГКЛ, подчеркивая, тем не менее, существование отрицательной корреляции с глобальной температурой, как и следует из нашей модели (рис. 8). В последней обобщающей работе приведены уточненные данные по скорости уменьшения величины АЭП (Williams et al., 2005). Анализируя эти данные, приходим к заключению, что они противоречат идее грозового источника АЭП, согласно которому грозы происходят в регионах, близких к экватору с наиболее жарким климатом.

Рассмотрим подробнее, в контексте нашей модели, почему и каким образом, АЭП понижается с ростом температуры поверхности Земли. Согласно нашей модели величина  $E_z$  пропорциональна массе водного конденсата облака, размеру частиц - капель воды, которые участвуют в разделении зарядов. Причем, чем больше размер частиц и больше их концентрация, тем эффективнее происходит разделение зарядов. Очевидна так же и высказанная выше идея относительно того, что чем скорость конденсации больше скорости испарения, тем больше размер частиц, капель, аэрозолей, т.е. тех частиц, которые переносят отрицательный заряд Земле. Сейчас нашей задачей будет оценить,

почему АЭП уменьшается именно настолько, как это следует из данных наблюдений, приведенных на рис. 9. Из этого рисунка следует, что, начиная с 1920 г. До настоящего времени (в течение 80 лет;  $dt = 80$ ), величина  $E_Z$  уменьшилась примерно вдвое:  $dE_Z/dt$  ( $E_Z'$ )  $\approx 2$  (со скоростью  $\approx 1$  В/м  $\approx 1\%$  в год), в то время как температура поверхности Земли в этот же период времени выросла на  $0.7 - 0.8$  градуса ( $0.01^\circ \text{ год}^{-1}$ ), что составляет, примерно,  $dT/dt$  ( $T'$ ) = 0.06, или 6 %. (где среднегодовая температура Земли  $T = 15^\circ \text{C}$ ). Отношение скоростей изменения параметров  $T'/E' = 0.03$ . Для подтверждения модели нам следует получить теоретическую зависимость  $E_Z$  от температуры  $T$ , типа:  $E_Z \sim \exp(-T)$ , или:  $M \sim \exp(-T)$ , т.к.  $E_Z \sim M$ .

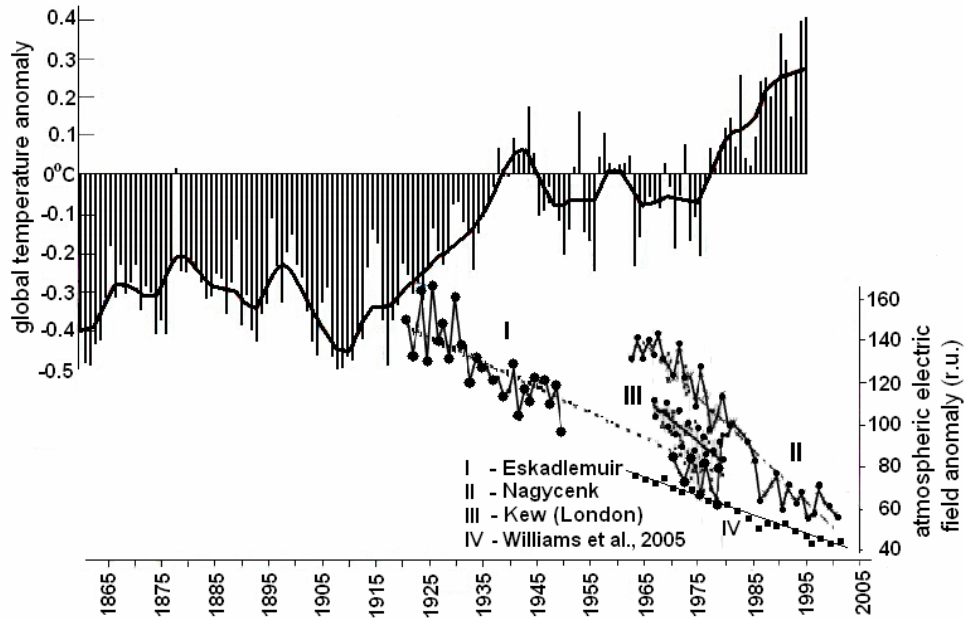


Рис. 9. Изменение глобальной температуры Земли. Уменьшение величины  $E_Z$  на обсерваториях Венгрии и Великобритании (Márcz, Harrison, 2003; Williams et al., 2005).

Водность атмосферы, иначе, интегральная масса образующихся в атмосфере капель,  $M$  определяется скоростью нуклеации, т.е. скоростью роста капли. Для оценки скорости нуклеации воспользуемся формулой, полученной Зельдовичем (1942):

$$M \sim nZ (4\pi rPK)/(2\pi m kT)^{1/2},$$

$n$  – концентрация,  $r$  – радиус,  $m$  – масса ядер конденсации, т.е. «зародышей» капель,  $Z$  – фактор Зельдовича,  $P$  – давление,  $K$  – скорость конденсации  $K \sim \exp(-T)$ ,  $k$  – постоянная Больцмана. Учитывая зависимость  $E_Z$  только от температуры, получаем:

$$M \sim T^{1/2} \exp(-T), \text{ или, иначе:}$$

$$E_Z \sim T^{1/2} \exp(-T).$$

Температура поверхности Земли возрастала в течение времени наблюдения  $t$  более или менее линейно со временем:  $T = at$ , тогда  $T' = dT/dt = a$ . Подставим это выражение в формулу для  $E_Z'$  и получим:  $E_Z' \approx [\exp(-at)(1 + 2at)/a] \times (at)^{3/2}$ , а отношение  $T'/E' \approx 2a^{3/2}$ , полагая  $t = 1$ . Как отмечалось, величина  $a$ , из наблюдений:  $a = 0.06$ , получаем отношение:  $T'/E' = 0.03$ , что можно рассматривать как подтверждение справедливости нашей модели.