

## НОВАЯ МОДЕЛЬ АТМОСФЕРНОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ

Кузнецов В.В.

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН,  
Новосибирск, 630090, Россия.

Излагается новая модель атмосферного электрического поля (АЭП). Ионизация атмосферы осуществляется галактическими космическими лучами, а разделение зарядов происходит в атмосфере за счет коагуляции отрицательно заряженных аэрозолей и падения их на поверхность Земли, которая при этом заряжается отрицательно. Ионы гидроксония ( $\text{H}_3\text{O}^+$  и  $\text{H}_5\text{O}_2^+$ ) поднимаются вверх, создавая положительно заряженный слой на высоте порядка 80 км. Модель АЭП находит непротиворечивое объяснение таким явлениям АЭП как: унитарная вариация, Форбуш понижение, влияние геомагнитных бурь и гроз, солнечного затмения и других геофизических воздействий на АЭП. Согласно модели изменения электрического поля оказываются непосредственно связанными с температурой и влажностью атмосферы.

### 1. ВВЕДЕНИЕ

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 каждодневным 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 вокруг изучения молний и гроз: эти явления природы, естественно, привлекали внимание многих ученых. Ломоносов и Лемонье, практически одновременно и независимо друг от друга, обнаружили, что электрические явления в атмосфере происходят и в отсутствие грозовых облаков. С начала 19 века интерес к изучению молний и гроз сильно уменьшился. Основное внимание исследователей было сосредоточено на изучении электрических полей хорошей погоды [1]. В 20-х годах прошлого века Симпсон, Маучли и Свердруп обнаружили так называемую унитарную вариацию поля, т.е. синхронные изменения напряженности поля величины  $E$ , - в целом по Земле (ссылки в [1]). Вильсон высказал предположение, что унитарная вариация атмосферного электрического поля  $E$  вызвана грозами, которые приводят к зарядению Земли и высоких слоев атмосферы зарядами разных знаков. Эти идеи были развиты Уипплом и Скрейзом, которые установили, что суточный ход поля подобен суточному ходу площади поверхности материков Земли, занятой грозами. Так 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. На континентах унитарная вариация вообще не наблюдалась. Это обстоятельство связывалось с тем, что возможной причиной её отсутствия могло быть, например, влияние хорошей проводимости поверхности Земли (т.н. электродный эффект), либо наличие горизонтальных неоднородностей земной поверхности, либо - неравномерное распределение электрических зарядов по высоте и т.п. Возникла ситуация, при которой наблюдаемые противоречия полностью заслонили ясность представления о природе атмосферного электричества. Один из основных исследователей 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 атмосферного электричества 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 [2] 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.

В середине прошлого века проблема атмосферного электричества была очень популярна среди физиков. Именно в то время были выполнены фундаментальные работы

и, в частности, вышли в свет известные книги П.Н.Тверского [3] и Я.И.Френкеля [4]. 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. Удивительно то, что ослабление интереса к атмосферному электричеству происходит на фоне настоящего бума, связанного с недавно обнаруженным физиками явлением образования светящихся электрических разрядов между верхней частью грозового облака и ионосферой - т.н. 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.

## 2. АТМОСФЕРНОЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ ПОЛЕ

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.

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:  $q = PsN_0$ ,  $s$  - эффективное сечение ионизации воздуха космическими лучами,  $N_0$  - концентрация молекул воздуха.

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 [6] такой слой, состоящий из положительно заряженных водных кластеров  $H_5O^+_2$  и  $H_3O^+$  (ионов гидроксония), - реально существует на высоте  $\sim 80$  км (рис. 1-а). Эта идея получила подтверждение прямыми ракетными измерениями АЭП на этих высотах (на том же рис.) [5]. Как следует из этой работы, слой оказывается двойной. Возможно, как это показано (рис. 1-а), в каждом слое находятся ионы гидроксония с различающимися массами.

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. 1-б). 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. 1-*b* [7] и рис. 2. Как следует из рисунков, 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.

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 [8] 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 ион-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 [9, 10] 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. 3, 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.-3. 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.

### 3. 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. 4 [12]. 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  $r < 0.1$  мкм считается неопределенным. Как следует из рис. 4, максимальная концентрация аэрозолей соответствует размеру:  $r \geq 0.1$  мкм. (В дальнейшем нас будут интересовать частицы именно такого размера). Распределение частиц по размеру, представленное на рис. 4, 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 каплей радиусом  $r \geq 0.1$  мкм.

Приведем данные по концентрации в атмосфере и подвижности легких и тяжелых ионов [3], полученные при изменении влажности воздуха. Распределение ионов по концентрациям, подвижностям и скоростям (при влажности воздуха 2 – 3 мм Нг) приведено в Таблице 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	$n = 1600 \text{ см}^{-3}$	$u = 0.008 \text{ см}^2 \text{ с}^{-1} \text{ В}^{-1}$	$v \approx 8 \cdot 10^{-5} \text{ м/с}$

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 [13], где показано, что наиболее оптимальный размер водного аэрозоля составляет 0.13 мкм (рис. 5). Меньшие частицы – испаряются, частицы крупнее критического размера – растут.

#### 4. 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  $r$  [4]:

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

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  $M$ :

$$E_Z = \varepsilon_0 M g \zeta / 6\pi\eta\sigma_e. \quad (4)$$

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

Следуя логике рассуждений Френкеля, для оценки величины  $E$ , возникающей при разделении зарядов в насыщенной влагой атмосфере «хорошей погоды», будем

использовать формулу (4). Известно, что в такой атмосфере концентрация молекул «сухого» пара воды  $\approx 12 \text{ г/м}^3$ . Водность атмосферы (в виде водного аэрозоля)  $M$  для  $E_Z = 100 \text{ В/м}$  должна быть в сто раз меньше, чем в кучевом облаке, т.е.  $M = 0.01 \text{ г/м}^3$ . 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:

$$v = (mg - \varepsilon_0 qE) / 6\pi\eta r, \quad (5)$$

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  $r \geq 0.1 \text{ мкм}$ . Наша оценка соответствует очевидному условию «невидимости» капли:  $r < 0.5 \text{ мкм}$ , или:  $0.5 \text{ мкм} > r \geq 0.1 \text{ мкм}$ . Масса капли такого размера  $m \approx 10^{-14} - 10^{-15} \text{ г}$ .

Используя формулу (4), мы получили, что поле  $E_Z = 100 \text{ В/м}$  возникает при водности атмосферы  $M = 10^{-2} \text{ г/м}^3$ . При этом в кубическом метре воздуха может находиться до  $n \approx 10^{12}$  заряженных капель.

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»  $j = 10^{-12} \text{ А/м}^2$ , подвижность легких ионов, носителей тока (по справочным данным):  $u = 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}\cdot\text{В}$ , отсюда скорость переноса для  $E_Z = 100 \text{ В/м}$ .  $v_e = uE \approx 10^{-2} \text{ м/с}$ . Мы можем оценить плотность переносчиков зарядов:  $n_e = 10^9 \text{ м}^{-3}$ . 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 ионе 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 стоксовой скорости капли радиусом 0.1 мкм, для чего воспользуемся формулой (5):  $v \approx mg/6\pi\eta r = 10^{-4}$  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 стоксовой 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 [14]. Размер аэрозоля, по оценкам авторов, порядка 1 мкм. Так как стоксова скорость  $v \sim r^2$ , то для капель такого размера, эта скорость, оцененная по формуле (5):  $v \approx 10^{-2}$  м/с, что примерно соответствует измерениям в Томске. Эти оценки показывают применимость формулы (5).

## 5. 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  $K$  ( $\text{с}^{-1} \text{см}^{-3}$ ), согласно формуле Френкеля [15], упрощенной и модифицированной:

$$K \sim \exp(-3/\ln^2 S_C + \ln S_C), \quad (6)$$

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:

$$K \sim \exp(-T^2 + 1/T), \quad (7)$$

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  $J$  ( $\text{с}^{-1} \text{см}^{-3}$ ):

$$J \sim \exp(-W/kT), \quad (8)$$

где  $W$  - энергия, необходимая для образования пузыря критического размера. Качественная зависимость  $K$  и  $J$  от температуры  $T$  изображена на рис. 6. 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.

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. 6. 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 было зарегистрировано, когда измерения прекратились [16]. 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 это и следует из нашей модели (рис. 7).

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.

## 6. 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, ежегодное снижение АЭП с 1920 до 1980 было зарегистрировано. Это было показано по наблюдениям в Шотландии и Шетланде, когда измерения прекратились [16, 17], (рис.7). Авторы пытались 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.6). В последней обобщающей работе приведены уточненные данные по скорости уменьшения величины АЭП [18]. 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 этой 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. Оценим, почему АЭП уменьшается именно настолько, как это следует из данных наблюдений, приведенных на рис.7. 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.  $E_Z \sim M$ .

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 [19]:

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

$n$  – 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.

Рассмотрим альтернативную модель, в которой уменьшение величины АЭП может быть, например, связано с вековым уменьшением интенсивности потока ГКЛ. Как было показано [20], при Форбуш понижениях, уменьшение  $E_Z$  происходит примерно в 10 раз больше (10 %), чем ГКЛ (1 %). Однако в этом случае понижение величины  $E_Z$  связано с уменьшением количества частиц самой низкоэнергетической частью общего потока ГКЛ, не принимающих участия в ионизации атмосферы. Принято считать, что максимум ионизации атмосферы приходится на область высот порядка 12-15 км, где наблюдается максимум ионизации атмосферы потоком ГКЛ, его вариации в процентах примерно соответствуют вариациям  $E_Z$ , что составляет  $\approx 1\%$ . С другой стороны, 11-летние солнечные вариации ГКЛ составляют примерно 1 - 2 % в год. Наблюдения ГКЛ на нейтронных мониторах ведется около 50 лет, т.е. имеются данные по 5 циклам солнечной

активности. Этих данных недостаточно для того, чтобы утвердительно ответить на вопрос существует ли тенденция векового уменьшения интенсивности потока ГКЛ.

## 9. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основное отличие нашей модели атмосферного электричества от общепринятых представлений о сущности АЭП, состоит в том, что грозы, которые без сомнения оказывают влияние на поле  $E$ , - не являются главным его источником. При этом исчезает одно из противоречий АЭП, состоящее в том, что атмосферное электричество хорошей погоды связано с грозовой деятельностью облаков, т.е. с тем фактором, который в исследованиях АЭП исключался как аномальный. Вторым важным моментом модели является логичное обоснование постоянства величины АЭП. Оно обязано двум факторам: стабильности среднегодовой температуры поверхности Земли и стабильности потока ГКЛ, которые доставляют Земле электрический заряд. Этот фактор очевиден, так как стабильность среднегодовой температуры определяет стабильное соотношение между скоростями испарения и конденсации, что, в свою очередь, обеспечивает стабильность процесса образования и роста аэрозолей.

В заключение вернемся к причинам разработки принципиально новой модели АЭП и её основным положениям. Они заключаются в том, что:

- Неоднократные наблюдения АЭП показывают, что во время гроз его величина – уменьшается, в то время принято считать, что гроза – источник атмосферного электричества.
- В формировании тока утечки  $j$  принимают участие только легкие ионы. Именно они определяют характер профиля зависимости  $E$  от высоты. Изменение концентрации и соотношения легких ионов различного знака фиксируется измерительными приборами. Тяжелые ионы и мелкодисперсный аэрозоль - не принимают участие в формировании регистрируемого приборами тока утечки. Эти частицы несут на себе преимущественно отрицательный заряд. Они осаждаются на земную поверхность и поддерживают постоянным отрицательный заряд Земли, который и формирует в атмосфере «хорошей погоды» поле  $E = 130$  В/м.
- Максимальная концентрация электрических зарядов, производимых космическими лучами, приходится на высоты порядка 10 км. Именно здесь происходит процесс разделения зарядов наиболее эффективно. Когда зарядов много и влажность атмосферы возрастает, на этих высотах конденсируются и коагулируют большие водяные капли. Образуется облачность, интенсивность которой коррелирует с интенсивностью космических лучей.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Имянитов И.М., Шифрин К.С. Современное состояние исследований атмосферного электричества. УФН. 1962. Т. 76. № 4. С.593-642.

2. Герасименко В.И. Электрические и метеорологические поля нижней тропосферы. В кн. Атмосферное электричество. Л. Гидрометеиздат. 1976. С. 25-31.
3. Тверской П.Н. Атмосферное электричество. Л.: Гидрометеиздат. 1949. 252 с.
4. Френкель Я.И. Теория явлений атмосферного электричества. М.: ГИТТЛ. 1949. 155 с.
5. Shimogawa M., Holzworth R.H. Electric field measurements in a NLC/PMSE region during the MASS/ECOMA campaign // *Ann, Gophys.* 2009. V. 27 P. 1423-1430.
6. Ferguson E.E., Fehsenfeld F.C. Water vapor ion cluster concentrations in the D-region // *J. Geophys. Res.* 1969. V. 74. N. 24. P. 5743-5751.
7. Marsh N., Svensmark H. Cosmic rays, clouds, and climate // *Space Sci. Rev.* 2000. V. 94. P. 215-230.
8. Боярчук К.А., Карелин А.В., Ломоносов А.М. Особенности ионизации атмосферного воздуха при радиоактивном загрязнении // *Ж. тех. физ.* 2000. Т. 70. №. 1. С. 139-142.
9. Ermakov V.I., Bazilevskaya G.A., Pokrevsky P.E., Stozhkov Y.I. Ion balance equation in the atmosphere // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. D19. P. 23413-24420.
10. Ермаков В.И., Стожков Ю.И. Физика грозowych облаков. М.: Препринт ФИАН. № 2. 2004. <http://ellphi.lebedev.ru/6/pdf2.pdf>
11. Roble R.G. On solar-terrestrial relationships in the atmospheric electricity // *J. Geophys. Res.* 1985. V. 90. N. D4. P. 6000-6008.
12. Ивлев Л.С., Довгалюк Ю.А. Физика атмосферных аэрозольных систем. С-Пб: НИИХ СПбГУ. 1999. 194 с.
13. Harrison R.G. Atmospheric electricity and cloud microphysics // CERN. Geneva. 2001.
14. Маричев В.Н., Богданов В.В., Живетьев И.В., Шевцов Б.М. Влияние геомагнитных возмущений на образование аэрозольных слоев в стратосфере // *Геомагнетизм и аэрномия.* 2004. Т. 44. № 6. С. 841-848.
15. Френкель Я. И. Кинетическая теория жидкости. Л.: Наука. 1975. 345 с.
16. Harrison R.G. Twentieth century secular decrease in the atmospheric potential gradient // *Geoph. Res. Lett.*, V. 29, NO. 14, 1660, doi:10.1029/2002GL014878, 2002.
17. Märcz F., Harrison R.G. Long-term changes in atmospheric electrical parameters observed at Nagycenk (Hungary) and the UK observatories at Eskdalemuir and Kew // *Ann. Geophys.* 2003. V. 21. P. 2193-2200.
18. Williams E., Markson R., Heckman S. Shielding effects of trees on the measurement of the Earth's electric field: Implications for secular variations of the global electric circuit // *Geophys. Res. Lett.* 2005. V. 32. L19810, doi: 10.1029/2005GL023717.
19. Зельдович Я.Б. Теория образования новой фазы // *ЖЭТФ.* 1942. Т. 12. № 11-12. С. 525-531.
20. Kuznetsov V.V., Cherneva N.V. Forbush decreases and terminator's effects in Kamchatka's atmospheric electricity and atmospheric electric field model // 36th COSPAR Scientific Assembly. Held 16 - 23 July 2004, in Beijing, China., p.1202

Работа выполнена в Институте нефтегазовой геологии и геофизики

им. А.А. Трофимука Сибирского отделения РАН

Переписка: Владимир Валерьевич Кузнецов,

630090, г. Новосибирск, ул. Мальцева 1 кв. 18, тел. 8 -383 3303468

E-mail: [ikir@academ.org](mailto:ikir@academ.org)

## **NOVEL MODEL OF THE ATMOSPHERE ELECTRIC FIELD**

Kuznetsov V.V.

A.A. Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS,  
Novosibirsk, 630090, Russia

Novel model of the atmosphere electric field (AEF) is proposed. In atmosphere ionized by galactic cosmic rays, a charges separation results in coagulation of negative charged aerosols and their further descending to the Earth surface, which therewith becomes negatively-charged. Lifting hydroxonium ions ( $H_3O^+$  и  $H_5O_2^+$ ) generate positively charged layer at the height of about 80 km. Phenomena like AEF Universal diurnal variation and Forbush decreases, geomagnetic storms and thunderstorms, solar eclipse and other geophysical impacts on AEF consistently appear explicable on the basis of the AEF model. On the AEF model the electric field changes are attributed both to atmosphere temperature and humidity.

## Подписи к рисункам:

Рис. 1. Вертикальная компонента АЭП (сигнал, в от ед.), зарегистрированная при ракетных измерениях АЭП [5]. Вертикальные профили плотности: водных кластеров  $\text{H}_2\text{O}^+$  и  $\text{H}_3\text{O}^+$ , и ионизированных частиц в атмосфере [6] – *a*, Концентрация частиц по высоте [7] – *b*.

Рис. 2. Поток галактических космических лучей, АЭП, температура воздуха и влажность в зависимости от высоты и атмосферного давления.

Рис. 3. Зависимости величины плотности атмосферного тока  $j$  (темные кружки) [11] и потока космических лучей  $N$  на средних широтах на высоте  $h \approx 22$  км; светлые кружки [9, 10].

Рис. 4. Распределение атмосферных аэрозолей по размерам [12].

Рис. 5. Зависимость размера водного аэрозоля от степени насыщения [13]. Капли размером,  $r < 0.13$  мкм будут испаряться, большим 0.13 мкм – расти.

Рис. 6. Изменение  $\lg$  скоростей конденсации ( $K$ ) и испарения ( $J$ ) в зависимости от температуры  $T$  – вверху. Внизу – полярность электрического поля  $E$ , как функция отношения  $J$  и  $K$ :  $E +$ , когда  $J > K$ , и  $E -$ , когда  $J < K$ .

Рис.7. Изменение глобальной температуры Земли. Уменьшение величины  $E_Z$  на обсерваториях Венгрии и Великобритании [17, 18].



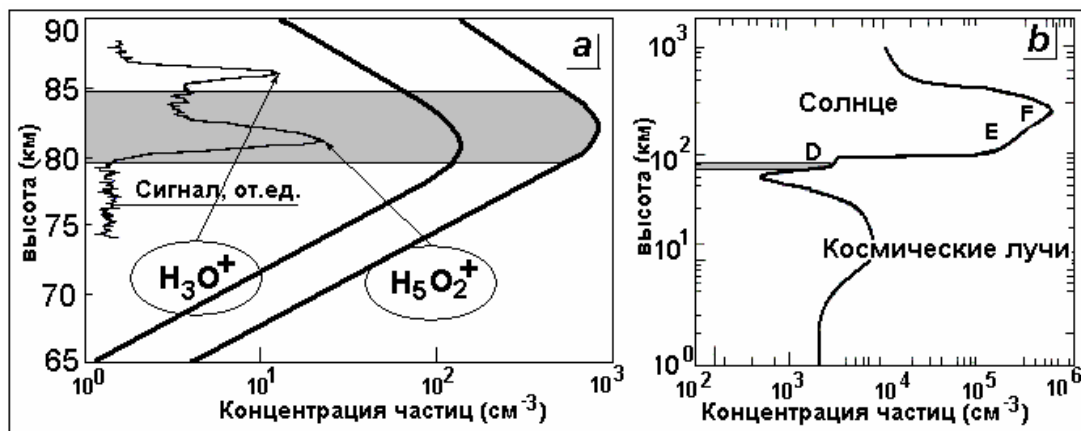


Рис. 1. Вертикальная компонента АЭП (сигнал, в от ед.), зарегистрированная при ракетных измерениях АЭП [5]. Вертикальные профили плотности: водных кластеров  $H_3O^+$  и  $H_5O_2^+$ , и ионизированных частиц в атмосфере [6] – *a*, Концентрация частиц по высоте [7] – *b*.

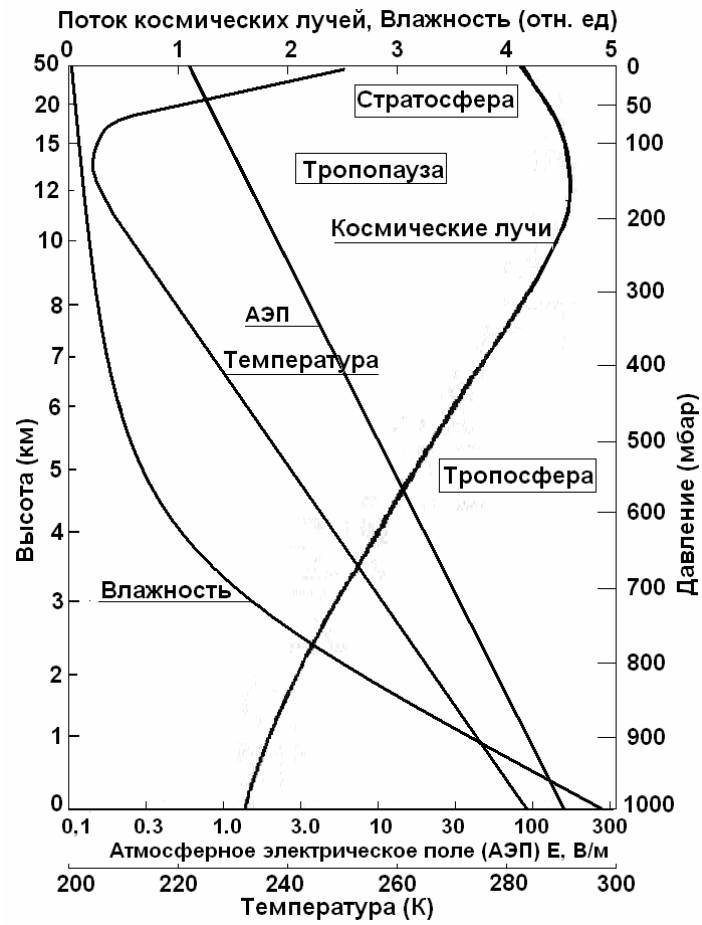


Рис. 2. Поток галактических космических лучей, АЭП, температура воздуха и влажность в зависимости от высоты и атмосферного давления.

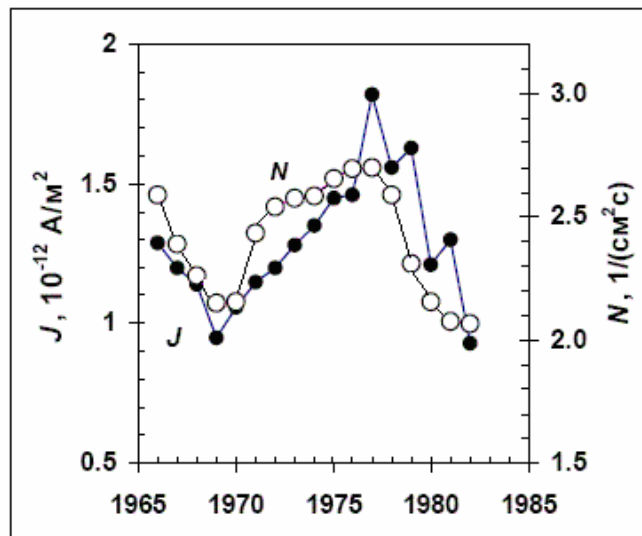


Рис. 3. Зависимости величины плотности атмосферного тока  $j$  (темные кружки) [11] и потока космических лучей  $N$  на средних широтах на высоте  $h \approx 22$  км; светлые кружки [9, 10].

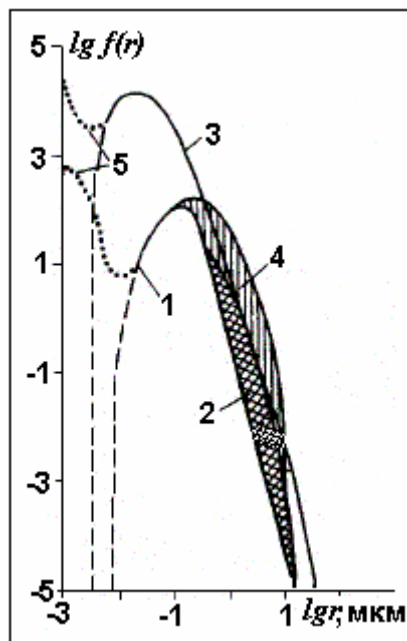


Рис. 4. Распределение атмосферных аэрозолей по размерам [12].

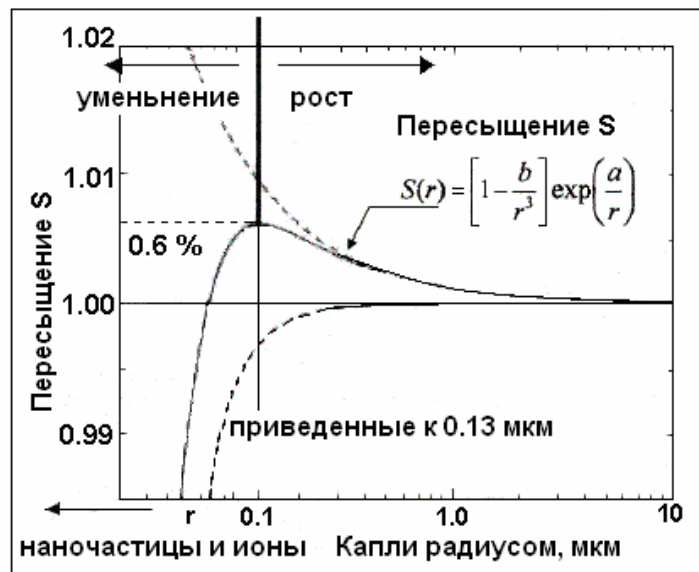


Рис. 5. Зависимость размера водного аэрозоля от степени насыщения [13]. Капли размером,  $r < 0.13$  мкм будут испаряться, большим 0.13 мкм – расти.

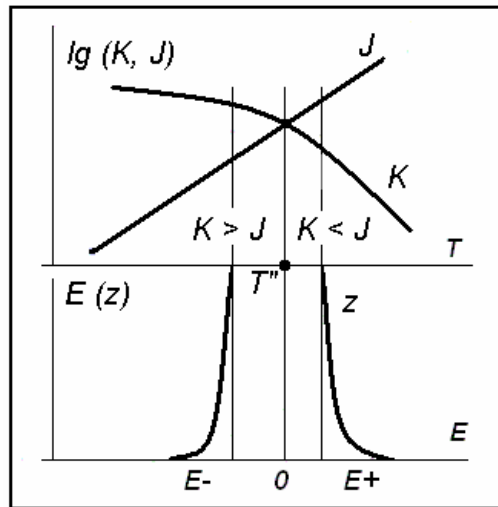


Рис. 6. Изменение  $\lg$  скоростей конденсации ( $K$ ) и испарения ( $J$ ) в зависимости от температуры  $T$  – вверху. Внизу – полярность электрического поля  $E$ , как функция отношения  $J$  и  $K$ :  $E^+$ , когда  $J > K$ , и  $E^-$ , когда  $J < K$ .

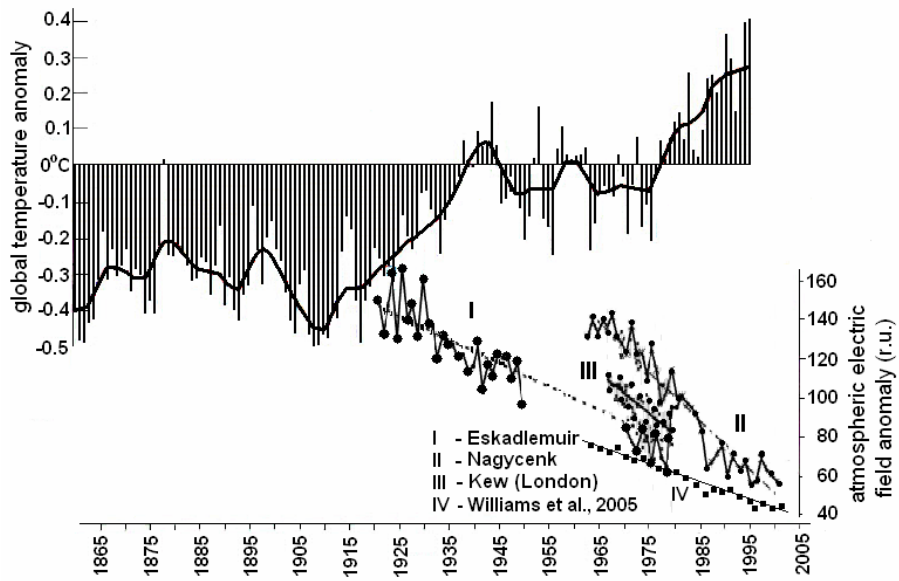


Рис.7. Изменение глобальной температуры Земли. Уменьшение величины  $E_Z$  на обсерваториях Венгрии и Великобритании [17, 18].