Глава 20. Атмосферное электричество.

В главе 20 дается общее представление об атмосферном электрическом поле Земли (E_z), о способах его измерения и аппаратуре, об особенностях поведения E_z и его унитарной вариации (кривая Карнеги), об унитарной вариации ионосферы, о других электрических явлениях в атмосфере: тета (Θ) авроре, молниях, спрайтах и шаровой молнии. В заключительной части главы приведен обзор известных моделей атмосферного электричества.

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. Рассмотрены такие вопросы как: поле E_Z и температура поверхности Земли, поле E_Z и грозы, унитарная вариация E_Z , АЭП и геомагнитные бури, обсуждение электрической нейтральности Земли и других небесных тел.

20. 1. 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 - Ez. 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 Е_Z практически постоянна для <u>различных регионов Земли</u> 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 на изучении молний и гроз: эти явления природы, естественно, привлекали внимание многих ученых. Эффекты влияния грозовых облаков на атмосферное электричество хорошо изучены (Wilson, 1920; Chalmers, 1967; Hays, Roble, 1979; Tinsley, 2000). 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 (Имянитов, Шифрин, 1962).

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 (ссылки в: Имянитов, Шифрин, 1962). Вильсон высказал предположение, что унитарная вариация E вызвана грозами, которые приводят к заряжению 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 (UT) 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 электрическими 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.

На континентах, где согласно общепринятой модели происходит генерация АЭП за счет разряда молний, UT вообще не наблюдалась. Это обстоятельство связывалось с тем, что возможной причиной её отсутствия могли быть, например, влияние хорошей проводимости поверхности Земли (т.н. электродный эффект), либо наличие неоднородностей земной поверхности, либо горизонтальных 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 основателей исследований в области атмосферного электричества Х. Израэль в 1939 г. отметил, что выход из создавшегося тупика можно найти, перестроив способы регистрации величины Е, 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, Так, например, В.И. Герасименко (1976) приводит атмосферными процессами. 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 Е 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 грозовом 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, ⁴⁰К, 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 грозовых 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 грозовой 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. уровенной, 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:

$$E = \partial V / \partial n = 4\pi\sigma, \tag{20.1}$$

где σ – 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 ρ , 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:

$$E = - \frac{dV}{dh}, \frac{\partial^2 V}{\partial h^2} = -4\pi\rho.$$
(20.2)

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/см². 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/м². 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 10² В/м и электрического тока плотностью порядка 10⁻¹² А/м². 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 10⁵ 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 грозовые облака. Грозовые облака действуют как токовые генераторы. Возможно, что грозовые 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 грозовых облаков текут токи, заряжающие атмосферу, в областях, свободных от грозовых облаков, текут токи разрядки.

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

$$rotE = -\mu_0 \frac{\partial H}{\partial t}, rotH = j + \varepsilon_0 \frac{\partial E}{\partial t},$$

$$divE = \frac{\rho}{\varepsilon_0}, divH = 0, \frac{\partial \rho}{\partial t} + divj = 0,$$

(20.3)

где E - напряженность электрического поля, H - напряженность магнитного поля, ρ - плотность электрического заряда, j — плотность электрического тока, ε_0 , μ_0 - диэлектрическая и магнитная проницаемости вакуума.

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

$$rotE = 0, divE = \frac{\rho}{\varepsilon_0}, \frac{\partial\rho}{\partial t} + divj = 0.$$
(20.4)

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 гоt H, если от него взять операцию div. Выражение для плотности электрического тока записывается в следующем виде:

$$j = \lambda E + \rho v + D_T \nabla \rho + \sum_S j_S, \qquad (20.5)$$

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 по-пограничном слое атмосферы.

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

$$divj = O, \ rotE = 0, \ divE = \rho/\varepsilon_0$$
.

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 ($b \pm \ge 10^{-4} \text{ м}^2/(\text{cB}), r < 6, 6 \cdot 10^{-8} \text{ см});$

- легкие промежуточные ионы $(10^{-6} \text{ м}^2/(\text{cB}) \le b \pm \le 10^{-4} \text{ м}^2/(\text{cB}), 6,6\cdot10^{-8} \text{ см} \le r \le 810^{-8} \text{ см});$ - тяжелые (большие) промежуточные ионы $(10^{-7} \text{ м}^2/(\text{cB}) \le b \pm \le 10^{-6} \text{ м}^2/(\text{cB}), 8\cdot10^{-8} \text{ см} \le r \le 2,5\cdot10^{-6} \text{ см});$

- ионы Ланжевена (2,5·10⁻⁸ м²/(c.B) $\leq b \pm \leq 10^7 \text{м}^2/(\text{cB}), 2,5 \cdot 10^{-6} \text{ см} \leq r \leq 5,7 \cdot 10^{-6} \text{ см});$

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

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

Электропроводность атмосферы λ при известном ионном составе определяется выражением

$$\lambda = \sum_{i} (e_{i+}b_{i+}n_{i+} + e_{i-}b_{i-}n_{i-}) = \lambda_{+} + \lambda_{-}, \qquad (20.6)$$

где *i* означает суммирование по группам ионов, λ_+ , λ_- - 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:

$$\lambda = \lambda_0 \exp \alpha \left(r - r_0 \right), \tag{20.7}$$

где z_0 — радиус Земли, $\alpha^{-1} = 6,4$ км.

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

$$\lambda = \begin{cases} \lambda_0 \exp\left(\frac{r - r_0}{0.82}\right), 0 < r - r_0 < 3.6\kappa m, \\ \lambda_1 \exp\left(\frac{r - r_0}{4.1}\right), 3.6\kappa m < r - r_0 < 17.7\kappa m \\ \lambda_2 \exp\left(\frac{r - r_0}{7.0}\right), 17.7\kappa m < r - r_0 < 40\kappa m, \end{cases}$$
(20.8)

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

Кроме высотных изменений λ 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.

20. 2. 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. (20.9) *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 охранным кольцом D. Сверху пластина закрыта заземленной крышкой S, которая отодвигается во время измерений. После этого на верхней части пластины появится отрицательный заряд плотностью σ . На остальной части прибора распределится положительный заряд и электрометр даст отклонение, являющейся относительной мерой плотности σ , 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. 20-1. Схема измерения Е по методу Вильсона (Тверской, 1949) – слева и её реализация - справа.



Рис. 20-1. Датчики АЭП различных типов, применяемых в обсерваториях «Борок» (1 – 3: ИФЗ, Ярославль) и «Паратунка» (4: ИКИР, Камчатка).

Неконтактный способ измерения Е 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 *Е* широкое применение датчики, основаны на использовании метода Вильсона.

Датчики напряженности электрического поля Градиент-М2 и Поле-2. Величина Е измеряется в двух диапазонах: +/- 500 В/м и +/- 5000 В/м. Датчик состоит из дифференциального электростатического генератора, усилителей, генераторов, щеточного узла и пр.

Электростатический генератор (основной узел датчика поля) представляет собой дифференциальную измерительных пластин и модулирующей пластины, пару 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. Шеточный 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 σ : I = 1/ ϵ_0 (C U σ) + Δ I (ток помехи) σ в Ом⁻¹ м⁻¹. Скорость протяжки воздуха 20 л/с Номинальная статистическая характеристика преобразования u = ±(4±0.2) 10⁻² σ σ - полярная (положительная или отрицательная) электрическая проводимость воздуха в ϕ Смм⁻¹. Предел диапазона измерений 25 ϕ Смм⁻¹.

Датчик напряженности электрического поля конструкции Струминского. Основой датчика является вибрирующая стальная ленточка. Вибрация осуществляется с помощью автогенератора. По обе стороны ленточки расположены две проволочки – приемники сигнала. Проволочки хорошо изолированы от корпуса датчика. При вибрации ленточка, приподнявшись над проволочками, 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.

20. 3. 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:

$$E = \left[(u_1 m_1 - u_2 m_2) / (u_1 q_1 + u_2 q_2) \right] g \tag{20.10}$$

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

$$E = (4\pi\rho g/3) \times (r_1^2 - r_2^2)/(q_1/r_1 + q_2/r_2) = 4\pi\rho g r^2/3\varphi,$$
(20.11)

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

 $W = B/L^{12} - \Gamma/L^6$, (20.12) где B/L^{12} -энергия отталкивания; Γ/L^6 - энергия притяжения; L - расстояние между центрами молекул. В состоянии равновесия энергия взаимодействия принимает минимальное значение, равное $W_o = kT_{\kappa p}$ ($T_{\kappa p}$ - критическая температура). Энергия притяжения, в свою очередь, суммируется (по мере убывания эффекта) из: 1) потенциальной энергии ориентационного взаимодействия:

$$W = 2/3 \times \mu^2 / kT L^6 (\mu$$
 - дипольный момент), (20.13)
2) поляризационной энергии:

 $W = 2\alpha \mu^2 / L^6$ (α - коэффициент поляризации), (20.14)

3) энергии, обусловленной дисперсионным эффектом:

$$W = 2/4 \times h \mu \alpha/I^6$$
 (2)

$$hv$$
 - квант энергии, v - частота колебаний внешних электронов.

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

$$W = Nr/2L^6$$
. (20.16)

(20.15)

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 Никандрова. 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 ω_0 , о "магнитосферную периферию". Разность потенциалов, приложенная к атмосферному промежутку, $U = \omega_0 M/cr_0$, где M - магнитный момент Земли, r_0 - 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 Е принимает самое большое значение, затем довольно резко спадает и затем, в районе т.н. электросферы, - Е 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 Е = 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 Земле равен нулю и также равен нулю вдоль её орографической поверхности. Авторы делают расчеты величины Е, 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 Форбушпонижения величина АЭП должна возрастать, что, как оказалось, не соответствует наблюдениям.

20. 4. 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. уровенной, 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:

 $E = \partial V / \partial n = 4\pi\sigma, \tag{20.17}$

где σ – 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/см² и общий заряд Земли: $Q = \varepsilon_o R^2_E E = 5.7 \cdot 10^5$ кулон, R_E – радиус Земли ε_o – электрическая постоянная. Учитывая сказанное, по-видимому, правильнее говорить не о постоянстве *E* во времени и пространстве, а о том, что <u>электрический заряд Земли - суть константа</u> (Швейдлер, 1936).

потенциал положительно заряженной электросферы Общий (ионосферы) относительно отрицательной Земли V = 300 кВ, плотность тока в «конденсаторе» Земляионосфера $i \approx 10^{-12}$ А/м², 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: $C \approx 4\pi \varepsilon_o \varepsilon S/d$, подставляя площадь поверхности Земли S и величину электрической постоянной ε_o , 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 Е 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. 20-2. Сигнал (в от ед.) зарегистрированный при ракетных измерениях АЭП (Shimogawa, Holzworth, 2009); вертикальные профили плотности: водных кластеров $H_5O_2^+$ и $H_3O_2^+$, 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/см². Как показано в (Ferguson, Fehsenfeld, 1969) такой слой, состоящий из положительно заряженных водных кластеров H₅O⁺₂ и H₃O⁺ (ионов гидроксония), - реально существует на высоте ~ 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^{-3} , 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. 20-2-*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 α , 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 (~ 5·10¹⁸ м³). Отсюда величина: $dQ/dt = \alpha \cdot 4 \cdot 10^{18}$ кулон/с. Таким образом, если бы скорость

рекомбинации а была бы: $\alpha \ge 2.5 \cdot 10^{-16} (M^3 c^{-1})$, проблема создания плотности зарядов в атмосфере за счет ионизации её ГКЛ – решалась бы элементарно.



Рис. 20-3. 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 а. Величина а изменяется в пределах: $10^{-16} - 10^{-12}$ м³ с⁻¹. Требуемое для нашей модели ограничение величины а 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 $\alpha \approx 10^{-12}$ м³ с⁻¹, в то время как коэффициент рекомбинации между ионами намного меньше $\alpha \approx 10^{-16}$ м³ с⁻¹ (что несколько меньше нашей оценки). Если процесс ион ионной 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 (Егтакоv 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 α – коэффициент объемной

рекомбинации, β – 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. 20-4, 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. 20-4. 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. 20-4. 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. 20-5 (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 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 концентрацией - за счет

частиц, возникающих из морских брызг. Общая концентрация частиц морского происхождения не велика: $< 10^3$ 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 см⁻³. Распределение частиц с r < 0.1 мкм считается неопределенным. Как следует из рис. 20-5, максимальная концентрация аэрозолей соответствует размеру: $r \ge 0.1$ мкм. (В дальнейшем нас будут интересовать частицы именно такого размера). Распределение частиц по размеру, представленное на рис. 20-5, 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 $r \ge 0.1$ 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 Hg) приведено в 1:

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

Таблица 1. Пегкие ио



Рис. 20-5. Распределение атмосферных аэрозолей по размерам (Ивлев, Довгалюк, 1999).

При увеличении влажности воздуха от 2-3 мм Hg до 12-13 мм Hg, 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. 20-6). Меньшие частицы – испаряются, частицы крупнее критического размера – растут.



Рис. 20-6. Зависимость размера водного аэрозоля от степени насыщения (Harrison, 2001). Капли размером, *r* < 0.13 мкм будут испаряться, большим 0.13 мкм – расти.

Как показано на рис. 20-6, 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. 20-7, 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 K, $S_c = 1.5$ и оно плавно убывает по мере роста температуры: T = 275 K, $S_c = 1.0$; T = 290 K, $S_c = 0.5$ и т.д., отсюда для $S_c = 1.06$, T = 265 K.



Рис. 20-7. Зависимость критического пересыщения паров воды от температуры $S_c(T)$ (Артюхин, 2001).

Полагая среднюю по Земле температуру $T_E = 15$ °C, а температуру $T_c = -10$ °C, 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 ≈ 4 км. Полученный результат показывает, что область формирования водных аэрозолей с характерным размером $r \ge 0.1$ 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):

$$E_Z = (4\pi\rho g/3\varepsilon_0) \times (r_1^2 - r_2^2)/(q_1/r_1 + q_2/r_2) = 4\pi\rho g r^2/3\varepsilon_o \zeta.$$
(20.18)

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

$$E_Z = \varepsilon_o Mg\zeta/6\pi\eta\sigma_e. \tag{20.19}$$

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

Следуя логике рассуждений Френкеля, для оценки величины E, возникающей при разделении зарядов в насыщенной влагой атмосфере «хорошей погоды», будем использовать формулу (20.19). Известно, что в такой атмосфере концентрация молекул «сухого» пара воды ≈ 12 г/м³. 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/м³. 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:

$$v = (mg - \varepsilon_o qE)/6\pi\eta r, \tag{20.20}$$

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

Используя формулу (20.19), мы получили, что поле $E_Z = 100$ В/м возникает при водности атмосферы $M = 10^{-2}$ г/м³. 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» $j = 10^{-12}$ A/m^2 , подвижность легких ионов, носителей тока (по справочным данным): $u = 10^{-4}$ м²/с·B, отсюда скорость переноса для $E_Z = 100$ B/м. $v_e = uE \approx 10^{-2}$ м/с. Мы можем оценить плотность переносчиков зарядов: $n_e = 10^9$ 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 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 вторичный 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 (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 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 (Маричев и др. 2004). 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 (20.20): $v \approx 10^{-2}$ м/с, что примерно соответствует измерениям в Томске. Эти оценки показывают применимость формулы (20.20).

Полярность Е. 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⁻¹ см⁻³), согласно формуле Френкеля (1975), упрощенной и модифицированной:

$$K \sim exp(-3/ln^2 S_C + ln S_C),$$
 (20.21)

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:

$$K \sim exp(-T^2 + 1/T),$$
 (20.22)

 $K \sim exp(-1 + 1/1),$ (20.22) Скорость конденсации *К* показывает количество элементарных процессов слияния частиц, которое происходит в единицу времени в единичном объеме. Величина *К* определяет скорость образования и роста капель.

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

 $J \sim exp(-W/kT),$ (20.23) где W - энергия, необходимая для образования пузыря критического размера. Качественная зависимость K и J от температуры T изображена на рис. 20-8. 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 $T'' \approx 26.5^{\circ}$ С 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: $T \approx 15^{\circ}$ С, 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 поддерживаться постоянной. Вторая причина стабильности E - это стабильность потока ГКЛ.



Рис. 20-8. 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.

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. 20-8. На практике эта ситуация возникает при образовании тайфунов, когда на большие высоты восходящими потоками выносится 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. 20-8).

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. 20-9). 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. 20-8). 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. 20-9. 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 ≈ 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 °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. 20-9. Изменение глобальной температуры Земли. Уменьшение величины E_Z на обсерваториях Венгрии и Великобритании (Märcz, Harrison, 2003; Williams et al., 2005).

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

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

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:

$$M \sim T^{1/2} \exp(-T)$$
, 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 будет показано ниже, 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 ≈ 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. В следующей главе 21 (рис. 21-11) показано, что концентрация Be-10 в течение последних 100 лет уменьшилась примерно в 3 раза, или на ~ 2 % в год. В такой ситуации правильнее считать, что у нас нет возможности ни уверенно принять альтернативную модель, ни её опровергнуть. В модели АЭП следует учитывать и изменения интенсивности потока ГКЛ.

20. 5. Унитарная вариация (Кривая Карнеги).

Особенности поведения Е. Известно, что Земля заряжена отрицательно относительно окружающего её пространства. Принято считать, что положительный заряд сосредоточен в т.н. электросфере. Эту область пространства часто отождествляют с ионосферой. Напряженность электрического поля у поверхности Земли практически постоянна вдоль её поверхности, весьма незначительно меняется во времени и составляет (при выполнении условий "хорошей погоды": т.е. при отсутствии грозовой и интенсивной кучевой облачности, осадков, метели, поземки и других атмосферных явлений): Е ≈ 120 - 150 В/м над океаном и 75 - 125 В/м над материками. По сравнению с окружающим Землю воздухом, вещество Земли можно считать хорошим проводником. Это допущение позволяет рассчитать величину электрического заряда Земли: $Q = \varepsilon_0 R^2 E$, где ε_0 диэлектрическая постоянная, *R* - земной радиус, а величина заряда оказывается равной: *Q* $\approx 6 \times 10^5$ кулон. Величина электрического поля $E = i/\sigma$ достаточно быстро уменьшается с высотой (см. рис. 20-10), что связано с возрастанием проводимости атмосферы σ , в то время как ток проводимости (*j* - плотность тока: $j \approx 10^{-12} \text{ A/m}^2$) от высоты практически не зависит. Интегрируя *і* по поверхности Земли, можно подсчитать полный "ток утечки" Земли: $I \approx 10^3$ А. Полное сопротивление атмосферы $R^* \approx 230$ Ом. Используя известную формулу Q = It, можно оценить t - "время разрядки" конденсатора "Земля-ионосфера". Это время не превышает 10 минут. Каков же должен быть источник атмосферного электрического поля, чтобы поддерживать поле практически постоянным? Ответ на этот вопрос, несмотря на многочисленные попытки, до сих пор так и не получен.



Рис. 20-10. Изменение поля *E*, проводимости атмосферы *σ* и плотности тока *j* с высотой *z*. (Рокитянский, 1981).

Проблема сохранения Землей электрического заряда считалась 100 лет тому назад одной из основных проблем геофизики (Швейдлер, 1936). За прошедшие годы

приоритеты физики Земли значительно изменились, но уровень решения этой проблемы остался таким же, близким к нулевому, как это было и в прошлом веке.

Потенциал между поверхностью Земли и электросферой (ионосферой) V определяется выражением:

$$V = \int_{0}^{z} E(h) \, dh, \qquad (20.24)$$

где E(h) - высотный профиль напряженности атмосферного электрического поля, полученный с помощью радиозондовых, аэростатных и ракетных измерений. Величина V составляет примерно 300 кВ, практически синхронно меняется на очень больших расстояниях и испытывает суточную и унитарную вариации.

Унитарная вариация (Кривая Карнеги). Наиболее интересным свойством атмосферного электричества является её т.н. унитарная вариация. Явление унитарной (UT) вариации заключается в том, что величина E по всей Земле одновременно возрастает на 20% в тот момент, когда в Лондоне (UT-мировое время) 19 часов (см. рис. 20-11-а). Общепринятое объяснение этого явления состоит в том, что именно в это время на Земле происходит максимальное количество гроз, представляется малоубедительным. Тем более что количество гроз максимально летом, а величина E летом - уменьшается (см. рис. 20-11-б). Грозы, как известно, чаще происходят ближе к экватору, в то время как наибольшие значения E наблюдаются на широтах авроральной зоны; к полюсам и к экватору величина E убывает (Апсен и др., 1988).



Рис. 20-11. Унитарная вариация *E* – а; распределение гроз по поверхности Земли – б.

Известна реакция гроз на солнечную активность, в частности, на вспышки. Частота гроз увеличивается на 20-70% на третьи-четвертые сутки после вспышки. Однако солнечные вспышки оказывают влияние и на атмосферное электричество. Аномально большие среднесуточные значения *E*, наблюдавшиеся в условиях хорошей погоды, как правило, совпадают с начальной стадией форбуш-понижения интенсивности космических лучей, непосредственно следующего за солнечной вспышкой. Таким образом, реакция гроз на вспышки проявляется с большим запаздыванием, чем реакция самого электрического поля. Аналогичные результаты наблюдений за поведением атмосферного электричества в момент разряда молнии приведены в известном популярном учебнике (Фейнман и др., 1966). Там говорится, что каждый удар молнии переносит примерно 20-30

кулон. Как быстро туча может восстановить потерю своего заряда? Измерения электрического поля, проведенные вдали от тучи, показали, что при разряде молнии наблюдается внезапный спад величины E, которая восстанавливается в течение примерно 5 секунд. Следовательно, в грозовой "машине" течет ток разделения зарядов порядка 4-6 ампер. В такой ситуации модель генерации E за счет разрядов молний представляется сомнительной.

Вариации Е. Во временной зависимости *Е* обнаружена 27-дневная вариация, связанная, по мнению авторов (ссылки в Апсен и др., 1988), со скоростью вращения Солнца и прохождением группы пятен через центральный солнечный меридиан. Там же отмечается, что по данным среднеширотной обсерватории, расположенной в Японии, корреляция *E* с потоком солнечного радиоизлучения не обнаружена.

Е в океане. Интересный результат получен при измерении атмосферного электрического поля в океане. На среднеширотных станциях атмосферного электричества зафиксировать четкую унитарную вариацию практически не удается, т.к. "мешает" т.н. обменный слой высотой 2-3 км. Этот слой не оказывает такого сильного влияния на UTвариацию Е в океане (Гончаренко и др., 1992). Авторы сообщения обнаружили зависимость напряженности электрического поля атмосферы от глубины океана. Величина Е уменьшалась с глубиной. Кроме этого, здесь же, в этой работе было обнаружено еще одно явление, связанное с атмосферным электричеством. Величина Е уменьшалась на закате и увеличивалась на восходе. Авторы объясняют его образованием объемного заряда в процессе испарения воды с морской поверхности.

Carnegie curve в мезосфере. Авторы (Zadorozhny, Tyutin, 1997) анализировали измерения электрического поля на мезосферных высотах, которые проводились с использованием ракет в течение почти 20 лет. По мнению авторов, электрическое поле на высотах 50 - 70 км (величина $E \approx 1$ В/м) испытывает UT-вариацию, аналогичную той, которая обнаружена у приземного *E*. Этот результат находится в согласии с обнаруженной нами UT-вариацией в ионосфере.

Carnegie curve в ионосфере и магнитосфере. Унитарная вариация была обнаружена в Fслое ионосферы (Kuznetsov et. al., 1990; Плоткин и др., 1992; Kuznetsov et al., 1993) при обработке данных 26-ти ионосферных станций вертикального зондирования, расположенных в средней широте северного полушария. После отбора суточных вариаций на мировой сети станций, выяснилось, что при сравнительно простой их обработке, критическая частота F-слоя ионосферы (foF_2) при изменении мирового (универсального -UT) времени ведет себя аналогично величине атмосферного электрического поля *E*.

В этих работах применялось два метода. Первый - основан на наблюдаемом малом отличии ежесуточных зависимостей foF_2 на станциях с приблизительно одинаковой широтой. Входные данные исследуемой величины обычно представлены в зависимости от местного времени LT того часового пояса, где находится станция наблюдения. Станции расположены крайне неравномерно: в одних часовых поясах имеется несколько таких станций, в других, - их нет совсем. Поэтому, прежде всего, необходимо сопоставить каждому часовому поясу типичную для него зависимость исследуемой величины от местного времени LT. В тех часовых поясах, где было несколько станций, применялось обычное усреднение суточных зависимостей по станциям. Если в каком-либо часовом поясе, - станций наблюдения не оказывалось, использовалась линейная интерполяция зависимостей от LT, полученных в ближайших соседних часовых поясах. Справедливость подобной операции обусловлена небольшой величиной наблюдаемого долготного эффекта. Последний этап заключается в усреднении найденных зависимостей по часовым поясам для каждого момента мирового времени UT. Вследствие долготных вариаций и

UT-изменений суточного хода, вычисляемая на данной широте величина, не будет постоянной. По смыслу, это мгновенное среднее значение частоты foF_2 на данной широте. Описанный метод был использован впервые для получения унитарной вариации вертикального атмосферного электрического поля вблизи поверхности Земли (Парамонов, 1950), чем и объясняется использование нами термина, - унитарная вариация foF_2 .

Однако не всегда можно подобрать обсерватории на фиксированной широте с долготным распределением, позволяющим применить линейную интерполяцию суточного хода по долготе. Был предложен другой метод (Плоткин и др., 1992; Kuznetsov et al., 1993) получения унитарной вариации с более слабыми требованиями к долготному распределению станций. При малом количестве станций авторы исходили из представления суточных зависимостей в виде суммы двух вариаций, одна из которых контролируется местным временем LT, а вторая, - мировым UT. Применяя для спокойных регулярных вариаций foF_2 спектральное представление данных в виде рядов Фурье, легко разделить методом наименьших квадратов наблюдаемые на станциях спектральные составляющие на части, контролируемые местным и мировым временем. Одновременное использование описанных методов повышает надежность определения унитарной вариации foF_2 .

В работах (Плоткин и др., 1992; Kuznetsov et al., 1993) использовались данные мировой сети станций вертикального зондирования ионосферы в диапазоне широт $40^{\circ}-50^{\circ}$ N за сентябрь 1964 г. Результаты обработки ионосферных и геомагнитных данных по схеме, применявшейся для выделения унитарной вариации атмосферного электрического поля на континентах, показаны на рис. 20-12-а. Оказалось, что суточные пространственновременные изменения критической частоты fo F₂-слоя ($fo \approx 9.10^3 n_e^{1/2}$, n_e – концентрация электронов, см⁻³) среднеширотной ионосферы, содержат поле унитарной вариации. UT вариация характеризуется в географической системе координат синхронным изменением foF_2 по мировому времени в течение суток на всех долготах круга заданной широты. Основное внимание было направлено на изучение интегральных характеристик суточной унитарной вариации foF₂. В качестве такой характеристики рассматривалось мгновенное средне долготное значение этой величины. Результаты расчетов показали наличие устойчивой вариации, зависящей от мирового времени, с максимумом в 19 UT и сходство унитарных вариаций ионосферного параметра foF_2 и атмосферного электрического поля Ez, по данным большинства месяцев 1964 года. Расчеты были выполнены по данным 1963 и 1965 годов. Они показали близкие результаты. Полученная в средних широтах амплитуда унитарной вариации foF₂ имеет величину 0,5 МГц ($\Delta n_e/n_e$. $\approx 10\%$) Она невелика и ее удается выделить лишь при общем спокойном состоянии ионосферы. Это предложить обстоятельство позволяет использовать данную величину как количественную характеристику глобального поведения ионосферы.

По методикам, пригодным для определения унитарных вариаций различных геофизических параметров, испытывающих суточные колебания, были обработаны среднеширотных станций (20°-60°N) мировой геомагнитной данные сети. Использовались усредненные обычным образом по спокойным дням вариации Хкомпоненты геомагнитного поля для нескольких месяцев 1964 года. Установлено, что существует унитарная вариация суточного изменения северной компоненты геомагнитного поля с величиной вариации ~ 1 нТл. К сожалению, в сравнении с ионосферной ситуацией, точность используемых в мировой геомагнитной сети станций наблюдения не столь велика, чтобы можно было достаточно надежно выделять обсуждаемую вариацию указанной амплитуды, но полученные результаты указывают на ее существование.

В (Кузнецов и др. 1998; Kuznetsov et al., 1998) была исследована UT-вариация частоты foF_2 , в зависимости от солнечной активности и времени года. Установлено, что вид унитарной вариации foF_2 в годы минимумов и максимумов (рис. 20-12-b) солнечной

активности существенно отличается. В годы минимумов она имеет вид, похожий на унитарную вариацию атмосферного электрического поля с максимумом в 19 UT (рис. 20-12-а). Сезонные изменения унитарной вариации foF_2 в годы минимума очень незначительны (рис. 20-12-с), тем не менее, они повторяют аналогичные кривые, полученные для UT E_Z . В годы максимума солнечной активности вид унитарной вариации foF_2 существенно изменяется (рис. 20-12-б). Можно предположить, что в спокойных условиях, в годы минимума солнечной активности UT E_Z и UT – вариация ионосферы и магнитосферы имеют общую природу.



Рис. 20-12.Унитарная вариация foF₂, усредненная за годы минимумов (a), максимумов (b) для трех циклов солнечной активности, и в зависимости от сезона (c) (Кузнецов и др., 1998; Kuznetsov et al., 1998).



Рис. 20-13. Структура магнитных силовых линий в районе северного магнитного полюса (NMP) и глобальных магнитных аномалий: Канадской (CA) и Сибирской (SA).

Необычное поведение слоя F_2 на высоких широтах, в частности, образование широтной зоны пониженной ионизации («провала»), идущей параллельно зоне полярных сияний, где наблюдается более высокая степень ионизации, хорошо известно и изучено. Всё это говорит о том, что помимо солнечного излучения изменения электронной концентрации, а, следовательно, и критической частоты *f*о в F_2 -слое определяются рядом геофизических факторов. Одним их таких факторов может быть и наличие ГМА,

являющихся причиной, по нашей модели, возникновения UT-вариации E_Z . В общепринятой интерпретации, это явление адекватно факту несовпадения полюсов: географического и магнитного. На рис. 20-13 показано распределение магнитных силовых линий в районе северного полюса. Можно видеть, что в области изучения вариаций ионосферы на широте ~ 50° N (внешний овал на рис. 20-13) плотность магнитных силовых линий возрастает в районах ГМА, что в принятой нами шкале соответствует ~ 7 и 19 UT. Как известно, ионосферная плазма в приполярных районах дрейфует вдоль магнитных силовых линий, и чем гуще силовые линии, тем выше плотность плазмы. Эффекты влияния геомагнитного поля на концентрацию электронов в F_2 слое рассмотрены, например, в (Акасофу, Чепмен, 1974).

\Theta-аврора и унитарная вариация. Более 100 лет тому назад стало известно, что полярные сияния чаще происходят в районе Северного полюса, причем, даже не в районе геомагнитного полюса. Они сосредоточены в так называемом овале полярных сияний, расположенном в районе Северного полярного круга (67° с.ш.). В Канаде овал проходит несколько южнее и приурочен району Канадской магнитной аномалии. В Сибири овал располагается несколько северней 67°, и так же приурочен к местоположению Сибирской магнитной аномалии. Авроральная зона в южном полушарии проходит вдоль побережья Антарктиды, и так же как в северном полушарии, «касается» Антарктической глобальной аномалии (см. рис. 20-14).



Рис. 20-14. Авроральные зоны в северном и южном полушариях. Яркие светящиеся образования совпадают с Канадской (слева) и Антарктической (справа) глобальными магнитными аномалиями.

До недавнего времени исследователей устраивало объяснение возможной причины появления овала полярных сияний (ПО), предложенное С.И.Акасофу (Акасофу, Чепмен, 1974). Однако к настоящему моменту имеются основания полагать, что результаты наблюдений полярного овала с помощью двух спутников Dynamics Explorer: DE-1 и DE-2, скорее не подтверждают модель Акасофу. Во время проведения эксперимента, спутник DE-1 производил комплекс наблюдений ПО с высоты 3-4 земных радиусов, в то время как спутник DE-2, одновременно с первым, - вел аналогичные наблюдения с высоты 500 – 800 км (рис. 20-15).



Рис. 20-15. Схема наблюдений спутников DE-1 и DE-2. Унитарная вариация *E* (1), изменение ионосферного потенциала (2) (Марксон, 1982), поведение полярной перемычки (дуги) Θ-авроры: 3 - устойчивая дуга, 4 – дуга отсутствует, 5 – наличие дуги неоднозначно (Кузнецов и др., 1989).

Результаты, по одновременному наблюдению за полярными овалами северного и южного полушарий, полученные в 2001 г. (Østgaard, et al., 2003), подтвердили наши предположения. Как следует из работы (Østgaard, et al., 2003), наблюдения проводились в течение времени от 16 до 20 UT, т.е. соответствовали максимальному значению *E* во время UT-вариации (19 UT). При этом в северном секторе авроральной зоны перемычка Θ -авроры наблюдалась, а в южном – нет. Как можно видеть из рис.20-16, перемычка возникает в южном полярном овале в момент времени, когда на Земле ~ 12 LT. На картинке полдень приходится примерно на 120° E, что соответствует ~ 8 UT. Этот факт ещё раз подтверждает, что атмосферное электрическое поле Земли может быть связано с явлениями, происходящими в авроральных зонах.



Рис. 20-16. Одновременное наблюдение авроральных зон северного (а) и южного (b) полушарий с помощью ультрафиолетовых (~ 130 нм) камер. Перемычка видна в северной полярной зоне и не наблюдается, - в южной. (Østgaard, et al., 2003).

Модель унитарной вариации. Как отмечалось, обсуждаемая модель АЭП основана на том, что разделение зарядов происходит не столько в грозовом облаке, что очевидно, но и в атмосфере «хорошей погоды». Подтверждением правомерности модели атмосферного электричества могло бы служить объяснение природы Carnegie curve (CC) АЭП, - Universal diurnal variation (UD-variation). Предложим модель UT-вариации АЭП без привлечения механизма, связанного с частотой гроз*, якобы максимальной на Африканском материке. Напомним, что суть Carnegie curve АЭП состоит в том, что величина поля возрастает примерно на 20 % одновременно, на всей Земле, в период

времени, когда в Лондоне 19 часов (UT = 19). Заметим, что в это время Земля ориентирована относительно Солнца таким образом, что полдень приходится в район Канады, точнее, Канадской магнитной аномалии, т.е. области, в которой горизонтальная компонента геомагнитного поля H - минимальна. Второй максимум кривой СС приходится на другой минимум величины компоненты H, который соответствует другой глобальной магнитной аномалии (ГМА) – Восточно-Сибирской.

* Согласно данным по частоте гроз, представленным на карте, отображенной на сайте: <u>http://flash.ess.washington.edu/TOGA_network_global_maps.htm</u> Африка вовсе не является мировым центром гроз. Частота появления гроз значительно выше в Индонезии и Южной Америке. Постоянный мониторинг данных, приводимых на этом сайте, убедительно показывает, что вообще нет смысла говорить о каком-либо мировом центре гроз.

Нашу модель СС АЭП иллюстрируем рис. 20-17-а, где показана плотность распределения ГКЛ, измеренная с помощью космического аппарата UoSAT, в период с 09.1988 по 05.1992 (Glassmeier et al., 2002). Для удобства представления, карта, показывающая плотность ГКЛ, перевернута таким образом, что северный полюс находится внизу, а восточная часть карты слева, - по ходу вращения Земли. Северное полушарие на рис. 20-17-а выбрано потому, что здесь наблюдается наибольшая долготная анизотропия ГКЛ. Несмотря на то, что в южном полушарии расположена Бразильская (Южно-Атлантическая) магнитная аномалия, в зоне влияния которой регистрируется огромная плотность заряженных частиц. Однако принято считать, что в районе БМА заряженные частицы «высыпаются» из радиационного пояса. Спектр этих частиц значительно «мягче» спектра тех ГКЛ, которые проникают в нижнюю атмосферу и там определяют концентрацию электрических зарядов. Частицы высокой энергии, регистрируемые в районе Бразильской ГМА, участия в притоке зарядов в нижнюю атмосферу не принимают и нами не учитываются. Распределение плотности ГКЛ в области южных полярных широт не имеет такой ярко выраженной анизотропии, как это наблюдается в северных широтах. На этом основании нами используется только северная часть карты. На рис. 20-17-b приведена карта горизонтальной, Н-компоненты геомагнитного поля, расположенная аналогично карте рис. 20-17-а. Можно наблюдать пространственную корреляцию: области понижения величины Н соответствуют областям, где наблюдается наибольшая концентрация ГКЛ, что очевидно.

Определим шкалу времени в нашей модели. Будем полагать, что ноль часов (0 UT) соответствует 180° меридиану, причем именно тогда, когда здесь полдень по местному времени. В такой шкале 19 UT соответствует полуденному времени в районе Канадской ГМА, региону Земли, в котором в атмосферу попадает максимальное количество ГКЛ, модифицированных солнечным ветром. Так как, когда в Лондоне 19 часов, как показано на рис. 20-17-с, Земля ориентирована таким образом, что линия 10 мкТл Н-компоненты геомагнитного поля занимает самые низкие широты, а это означает, что на Землю попадает максимальное количество ГКЛ, обладающих минимально возможной энергией (самая низкая энергия обрезания). Очевидно, что при этом количество заряженных частиц в нижней атмосфере заметно возрастает, что собственно и приводит к увеличению атмосферного электрического поля. На рис. 20-17-с показана унитарная вариация электрического поля. Можно видеть, что изолиния Н-компоненты геомагнитного поля 10 мкТл (выделена черным цветом, север – внизу) и UT-вариация атмосферного электрического поля Е – практически совпадают. Эти факты положены в основу нашей модели.



Рис. 20-17: *а* – Распределение интенсивности космических лучей, полученное с помощью космического аппарата UoSAT в период с 09.1988 по 05.1992 (Glassmeier et al., 2002) в северном полушарии (север – внизу); *b* - Изолиния величины Н-компоненты геомагнитного поля 10 мкТл (выделена черным цветом, север – внизу); *c* – UT-вариация АЭП.

Надо сказать, что эта идея совсем не нова. Аналогичную мысль высказал много лет тому назад Э. Швейдлер, который писал: « .. время вступления в максимум (19 часов по Гринвичу) совпадает приблизительно с полуднем меридиана (96 ° з.д.), проходящего через магнитный полюс северного полушария» (Швейдлер, 1936). Северный магнитный полюс был близок в то время к Канадской глобальной магнитной аномалии.

Выясним, существуют ли экспериментальные факты, касающиеся UT-вариации, свидетельствующие в пользу нашей модели? Действительно, такие факты известны, сошлемся, например, на результаты наблюдений сезонного хода E_Z в Антарктиде, на станции Восток, в течение 1998 г. (Corney, et al., 2003). Результаты, полученные авторами этого сообщения (данные представлены в относительных единицах), приведены на рис. 20-18 (1). Авторы измеряли унитарную вариацию в течение 1998 года спокойного Солнца и отобрали всего 127 дней «хорошей погоды»: зимой (ноябрь, декабрь, январь и февраль) - 44; летом (май, июнь, июль и август) - 33 и 50 - в равноденствие (март, апрель, сентябрь и октябрь). Как и следовало ожидать, электрическое поле в дни равноденствий (equinox) вело себя таким же образом, что и в среднем в году. Максимальные значения поля E_Z были примерно одинаковы и от сезона особенно не зависели. Кривые (рис. 20-18.1) удобнее различать по относительным величинам поля в периоды второго максимума: летом, это 0.9, в дни равноденствия – 0.8, зимой – 0.7.

Рассмотрим модель взаимодействия ГКЛ (на рис. 20-18.2 - показаны стрелками), с магнитным полем Земли. В дипольном геомагнитном поле ГКЛ, модифицированные Солнцем, достигнут Земли преимущественно на её геомагнитных полюсах, где горизонтальная компонента равна нулю. Именно в районах полюсов должна наблюдаться самая высокая концентрация электрических зарядов.



Рис. 20-18. Усредненная величина атмосферного электрического поля (в отн. ед.), зарегистрированная на станции Восток (Антарктида) в течение 1998 г. (Corney, et al., 2003) [1]. Ориентация Земли относительно направления СКЛ (стрелки) в равноденствие, зимой и летом. Углы и «воронки» соответствуют ГМА [2]: Канадская ГМА находится на широте $\varphi_1 \approx 55^\circ$ N, Сибирская - $\varphi_2 \approx 63^\circ$ N.

Четыре глобальных магнитных аномалии Земли оказывают существенное влияние на структуру геомагнитного поля, две из них расположены в северном полушарии: это Канадская и Сибирская магнитные аномалии. Координаты Канадской ГМА: широта $\varphi_1 \approx$ 55° N, долгота $\lambda \approx -100^\circ$; координаты Сибирской аномалии: $\varphi_2 \approx 63^\circ$ N, долгота $\lambda \approx 120^\circ$. Эти ГМА определяют конфигурацию геомагнитного поля в северном полушарии, в частности, - «провал» к югу изолинии Н-компоненты, изображенный в верхней части рис. 20-17. Представим себе схему, в которой высокоэнергичные протоны ГКЛ попадают в атмосферу Земли через ГМА, как своеобразные стоки - «воронки» (рис. 20-18.2). Обозначим широту Канадской ГМА – φ_1 , Сибирской – φ_2 . Плотность потока частиц ГКЛ, попадающих в геомагнитную «воронку», пропорциональна широте положения ГМА: ~ *соs* φ , где φ – широта. Повторим, что наибольшее количество ГКЛ попадает в атмосферу Земли в районах полярных широт, где $\varphi \rightarrow 90^\circ$. Пользуясь принятым правилом, оценим соотношение интенсивностей потоков ГКЛ (обозначим его *A*) в районе Канадской ГМА, соответствующей 19 UT и Сибирской ГМА, соответствующей 7 UT.

Учтем, что положение Земли относительно Солнца в течение года меняется на угол $\pm 23^{\circ}$. Среднегодовое значение A равно отношению интенсивностей потоков ГКЛ в периоды весеннего и осеннего равноденствий, величина $A \sim \cos \varphi_1/\cos \varphi_2 = E = 0.8$, для зимы $A \sim \cos (\varphi'_1 + 23)/\cos (\varphi'_2 + 23) = E = 0.7$, и лета $A \sim \cos (\varphi''_1 - 23)/\cos (\varphi''_2 - 23) = E = 0.9$, Полученные значения практически совпадают с данными, по отношениям E, приведенными на рис. 20-18.1, что может говорить об адекватности модели.

В поддержку модели можно сослаться на результаты работы (Tinsley, 2000), где показано, что в моменты Форбуш понижения потока ГКЛ синхронно уменьшается и величина *E*_Z. Этот вопрос подробнее будет рассмотрен ниже.

20. 6. Атмосферное электричество во время геомагнитных бурь.

Форбуш-понижения в АЭП. Магнитные бури и ионосферные возмущения находят отражение в поведении атмосферного электричества «хорошей погоды». Эта проблема интенсивно изучается, однако, она выходит из круга обсуждаемых нами здесь вопросов. Остановимся лишь на эффектах, демонстрирующих влияние на атмосферное электричество - ГКЛ и других заряженных частиц, попадающих в атмосферу Земли во

время геомагнитных бурь. Как отмечалось выше, основной вопрос, рассматриваемый в этой работе, состоит в выяснении причины, почему и каким образом Земля сохраняет свой заряд неизменным? В контексте с этой темой, нас интересует, какое влияние на заряд Земли оказывают заряженные частицы, попадающие в атмосферу. Казалось бы, присутствие таких частиц приводит к дополнительной ионизации, иначе, к увеличению электропроводности σ и, т.к. $E \sim 1/\sigma$, - к уменьшению величины АЭП. И. соответственно, наоборот, - в моменты Форбуш понижений в ГКЛ, АЭП должно было бы возрастать (Rycroft, et al., 2000; Ogawa, 1985).



Рис. 20-19. Изменения атмосферного электрического поля во время Форбуш-понижения галактических космических лучей (Märcz, 1997).

Исследованию этого явления посвящена работа (Märcz, 1997), в которой автор в течение 1962-1994 гг. регистрировал поведение АЭП в моменты Форбуш понижений ГКЛ. Наблюдения велись на венгерской обсерватории Nagycenk. Оказалось, что в моменты сильных Форбуш понижений, электрическое поле уменьшалось на ~ 5 - 10 % (рис. 20-19), а затем восстанавливалось до прежнего уровня в течение 5 – 10 дней. Полученные автором результаты отличались от всех предшествующих, но, как можно понять из статьи (Märcz, 1997), исследования проведены очень тщательно и вполне заслуживают доверия. Автор приходит к выводу, что в рамках существующих представлений о глобальном атмосферном электрическом контуре (ГАЭК), объяснить поведение *E* не удается: «маловероятно, что изменения электрического поля». Кроме этого, автор приходит к выводу выводу: «электрическое поле может одновременно находиться под влиянием других факторов, которые более эффективны в другом месте в атмосфере, и действуют посредством изменения параметров ГАЭК. Таким образом, реакция АЭП к солнечно-земным событиям не всегда однозначна».

Модель Форбуш-эффекта в АЭП. Основной вопрос, который мы задаем в этой главе, состоит в выяснении физики АЭП, в частности, сохранения величины поля практически постоянной на всей Земле, или переформулировав проблему, выяснении причины, почему и каким образом Земля сохраняет свой заряд неизменным? В контексте с этой темой, нас интересует, какое влияние на заряд Земли оказывают заряженные частицы, попадающие в атмосферу. Казалось бы, присутствие таких частиц приводит к дополнительной ионизации, иначе, к увеличению электропроводности σ и, т.к. $E \sim 1/\sigma$, - к уменьшению величины АЭП. С другой стороны, как следует из нашей модели, ГКЛ вносят в атмосферу Земли электрический заряд, который, разделяясь падающими на Землю каплями, является источником поля *E*. Таким образом, должно наблюдаться увеличение поля *E* при увеличении потока ГКЛ.

Наблюдения АЭП проведенные на Камчатке показали, что если Форбуш понижения в ГКЛ выделяются очень наглядно, то эти же эффекты в АЭП наблюдать значительно сложнее (см. рис. 20-20). Дело в том, что на атмосферное электричество, т.е.

на поведение E_Z во времени оказывают процессы, происходящие в т.н. обменном слое атмосферы и, в частности, большую роль играют резкие порывы ветра и другие метеопараметры. Фазу восстановления поля E_Z на Камчатке проследить не всегда удается, т.к. ситуация, когда 5 дней «хорошей погоды» идут подряд, - бывает довольно редко. Тем не менее, как следует из рис. 20-20, понижение величины E_Z синхронно с Форбуш понижением ГКЛ наблюдается достаточно однозначно. Задержка начала понижения величины АЭП в (Märcz, 1997) связана, по всей видимости, со временем осреднения данных.

Детальный анализ совпадений времени начала Форбуш понижения интенсивности ГКЛ и временной зависимости уменьшения интенсивности потока нейтронов с явлениями в АЭП показал, что действительно Форбуш понижение интенсивности потока ГКЛ совпадает по времени с началом понижения величины E_Z . Анализу были подвергнуты данные записи E_Z , с минутным осреднением, полученные на обсерватории Паратунка с 1998 г. по 2006 г.. Сначала, по данным супермониторов Москвы и Магадана отбирались дни, когда происходили Форбуш понижения интенсивности ГКЛ. Затем из данных E_Z выделялись дни «хорошей погоды» для АЭП, совпадающие с датами Форбуш понижений интенсивности ГКЛ, и дни, когда регистратор E_Z работал нормально. Из данных, полученных в течение семи лет регистрации E_Z , на станции Паратунка, таких совпадений оказалось чуть больше 20. Анализ данных приведенных на рис. 20-20 показывает, что уменьшение величины E_Z начинается практически одновременно с началом Форбуш понижения, задержка сигнала E_Z относительно Форбуш понижения не более двух часов. Скорости понижения величин интенсивности потока ГКЛ и АЭП практически совпадают.



Рис. 20-20. Изменение атмосферного электрического поля E в момент Форбуш понижения и восстановление величины E в последующие дни (Kuznetsov, Cherneva, 2004).

Несомненный интерес представляет выяснить, насколько связаны понижения E_Z и ГКЛ по амплитуде, т. е, иначе, пропорционально ли изменяется величина E_Z с понижением интенсивности потока ГКЛ? Этот вопрос был специально исследован; отобраны 18 событий, на которых понижения ГКЛ и E_Z фиксировались очень четко. Данные приведены на рис. 20-21-а, где показан усредненный временной ход ГКЛ и E_Z во время Форбуш понижения, рис. 20-21-b показывает, что наблюдается линейная зависимость понижений ГКЛ и АЭП, причем, процент понижения величины E_Z примерно

в 10 раз превышает процент понижения интенсивности ГКЛ. Модель АЭП, в которой предполагается взаимосвязь E_Z с ГКЛ, должна учитывать и находить объяснение этому факту.

Объяснение будем искать в нашей модели АЭП. Вспомним, что в работах (Егтакоv 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 α – коэффициент объемной рекомбинации, β – 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 ($N \sim P^{1/2}$) (см. рис. 20-21-с). Этот подход укрепляет уверенность в том, что ГКЛ оказывают решающее влияние на АЭП и ток проводимости атмосферы *j*. В качестве иллюстрации сказанному приведем рис. 20-21-b, на котором можно видеть устойчивую корреляцию между потоком ГКЛ - N и током *j* (dQ/dt).

Из наблюдений мы получили: изменения E (атмосферное электрическое поле) в момент Фобуш понижений к вариациям P (интенсивность потока КЛ): $dE/E \approx 10 \ dP/P$, т.к. $E \sim N$, то $dN/N \approx 10 \ dP/P$, иначе $N \sim P$.



Рис. 20-21. Время Форбуш понижений в ГКЛ и *E*_Z (из наших наблюдений) - *a*; Соотношение величин понижений - *b*; Зависимости между *N* и *P*- *c*.

Обсудим полученный результат в контексте нашей модели. Как отсюда следует, в атмосфере происходят одновременно два процесса: один из них, это возникновение электрического поля за счет разделения заряда падающими каплями, а другой, состоит в том, что присутствующие в атмосфере легкие ионы, не захваченные каплями, являются носителями атмосферного электрического тока *j* за счет собственной подвижности *u*: $j = n^+ eu$. В первом процессе тоже «течет ток», обозначим его j_i . Этот «ток» представляет собой перемещение отрицательных зарядов к Земле и положительных – к ионосфере. Будем считать его внутренним током источника. Заметим, что наша модель в высокой степени согласована: внутреннее сопротивление источника равно (или меньше) сопротивлению внешней цепи атмосферного тока. Это условие соответствует, как мы отмечали выше: $I = I_i$ (I - ток утечки, I_i – внутренний ток источника), однако, это совсем не означает, что $j = j_i$, т.е. должно соблюдаться равенство плотностей тока.

В такой ситуации, естественно, возникает вопрос, известно ли что-нибудь о внутреннем токе источника, т.е., иначе, имеются ли данные о наличии «другого тока» в атмосфере, кроме $j = n^+ eu$? Это принципиальный момент нашей модели. Оговоримся, что

современные методы регистрации АЭП и проводимости σ обнаружить I_i не смогут, т.к. тяжелых ионов и заряженных аэрозолей не регистрируют. Принято считать, что ток утечки I_i - это дрейф легких ионов в поле E. Модель АЭП окажется правдоподобной в том случае, если удастся выявить ток источника, привлекая любые, в том числе непрямые методы обнаружения. (Ниже мы попытаемся связать ток источника АЭП с токами Шмидта-Бауэра).

Корреляция показаний риометра и величины Е.

Известно, что ионосферное поглощение резко возрастает после солнечных вспышек во время магнитных бурь и высыпания заряженных частиц. При этом АЭП понижается, после чего наблюдается увеличение Е в течение первых – четвертых суток после максимума ионосферного поглощения. Связь между вариациями вертикальной компоненты атмосферного электричества E(t) и ионосферным поглощением исследована в (Märcz, 1976). Недостатком этих исследований является то, что анализ реакции атмосферного электричества риометрического поглощения проводился И по среднесуточным значениям. Такой подход не позволяет с точностью, меньшей, чем сутки, оценить время запаздывания реакции глобальной атмосферно-электрической цепи на солнечную вспышку.



Рис. 20-22. Вариации величины вертикальной компоненты АЭП E_z , поглощения солнечного радиоизлучения R (Кузнецов и др. 1991) и данные нейтронных супермониторов Новосибирска (N), Москвы (М) и сумма обеих мониторов (Σ).

Исследования связи АЭП с риометрическим поглощением проведены (декабрь 1988 - апрель 1989 гг.) в Сибири на среднеширотной станции «Ключи» (Новосибирск). В работе (Кузнецов и др. 1991) обсуждаются обнаруженные случаи корреляции между вариациями величины E и показаниями риометра (R). В течение времени наблюдений E и R, зарегистрировано 19 событий такой корреляции, произошедших в дни повышенной геомагнитной активности. Рисунок 20-22 показывает записи сигналов поля E, поглощения риометра и данные нейтронных супермониторов. В работе оценена нормированная функция взаимной корреляции между центрированными случайными массивами данных

риометра и АЭП, в предположении их стационарности и эргодичности. Максимальная величина функции достигала 0.7, максимум функции сдвинут по времени таким образом, что показания риометра опережают данные по электрическому полю на 10 и более минут. Во время этого измерения 1 декабря проходила достаточно сильная буря, днем раньше (30 ноября в 16 UT) имело место высыпание частиц, т.к. индекс Dst = 111 нТл. В день, когда проводились измерения, индекс Dst уменьшился и составлял 60-80 нТл. На следующий день (2 декабря) буря практически прекратилась, корреляции *E* и *R* уже не наблюдалось.

При проведении этого цикла наблюдений выделена реакция АЭП на солнечные вспышки (Кузнецов и др. 1991). Сразу после солнечной вспышки величина Е возрастала примерно на 20%, затем уменьшалась (относительно "нормы") более чем на 25% и затем, восстанавливалась в течение последующих 6-7 суток. Упомянем, что аналогичные исследования проводились и другими группами ученых. Например, одно из первых экспериментальных свидетельств о влиянии магнитосферных возмущений на величину Е было получено (Freir, 1967) в высокоширотной зоне аномальных возмущений. Детальный анализ проблемы (Бендилет и др., 1985) показал, что знак и величина Е зависят от местного магнитного времени и расположения станции наблюдений относительно авроральной зоны. В работе (Sao, 1967) исследовалась корреляция градиента потенциала с солнечным излучением на частоте 1 ГГц. Наличие корреляции отмечалось только в полярном регионе и в усредненных суточных данных. На среднеширотной магнитной обсерватории корреляции не обнаружено. На среднеширотной магнитной обсерватории Свидер (Польша) во время главной фазы сильной магнитной бури 30 октября 2003 г. (Dst = 345 нТл) было обнаружено сильное понижение величины АЭП и корреляция этого явления с поглощением космического радиошума риометром, расположенном в Норвегии, в субавроральной зоне (Никифорова и др. 2005). Согласно данным по наземным наблюдениям космических лучей (Белов и др. 2005) в это время происходило сильное Форбуш понижение, доходившее до 25%. Эти факты свидетельствуют в пользу нашей модели АЭП. Перечислим последовательность событий, связывающих АЭП с солнечной вспышкой и следующие за ней события в магнитосфере и атмосфере:

- вспышка на Солнце – УФ в атмосфере, дополнительная ионизация - усиление АЭП - усиление потока плазмы от Солнца - модуляция ГКЛ - Форбуш понижение - уменьшение АЭП - выпадение заряженных частиц из РП и восстановление заряда - восстановление АЭП.

Последовательность наблюдаемых событий подтверждает нашу модель АЭП. В цепи рассуждений остается неясным один вопрос: существует ли стационарный ток источника, направленный «снизу – вверх», компенсирующий атмосферный ток утечки?

20. 7. Молнии и спрайты.

Обсуждая проблему атмосферного электричества и связи его с разрядами молний, нельзя не остановиться на недавно обнаруженном явлении электрических разрядов, аналогичных разрядам молний, но направленных не между облаками, и не с облаков на Землю, а вверх, к ионосфере и электросфере. Эти разряды получили название спрайтов (sprite, в переводе, - эльф). Первая информация о спрайтах относится к 1993 г. С тех пор наблюдается нарастающая лавина результатов их наблюдений. Например, летом 1996 г. 50 специалистов по атмосферному электричеству из США, Японии и Новой Зеландии провели наблюдения на метеостанциях, расположенных в Скалистых горах (США), и зарегистрировали 1127 случаев появления высотных молний. Кроме спрайтов, обнаруженных между 50 и 90 км и обладающих длительностью 0.001 с, похожие явления возникали на больших высотах и, более короткие, чем спрайты. Кроме этого, на существенно меньших высотах обнаружены светящиеся разряды, получившие название Blue Jets (синие струи). Синие струи, в отличие от спрайтов, исходят прямо из верхней части облака. Эти наблюдения были продолжены в 1997 и 1998 гг. с помощью специально изготовленного прибора, содержащего 10 фотоумножителей, направленных в различные участки неба. Были обнаружены очень короткие спрайты, длительностью не более 30 мкс, следующие через 150 мкс после разряда обычной молнии. Специалисты считают, что возникновение спрайта обязано возбуждению среды мощными радиоволнами, сопровождающими разряд молнии. Не исключено влияние частиц высокой энергии космического излучения на возникновение высотных молний.

Авторы (Sato, Fukunishi, 2003) провели наблюдение (регистрации ОНЧ, 1 – 100 Гц) за частотой появления спрайтов в период с 19.06.01 г. по 20.01.02 г. на двух обсерваториях Syowa в Антарктиде и Onagawa в Японии. Зарегистрировано 715 500 событий. Средняя частота появления спрайтов 720 событий в день. Спрайты локализованы в Северной и Южной Америке, Африке и Юго-восточной Азии.

Как выглядят спрайты и синие струи. Спрайт - оптическое явление в мезосфере, развивающееся над грозовым облаком и достигающее высоты 90 км. Иногда влияние спрайта ощущается значительно выше 90 км, в Е области ионосферы (рис. 20-24). Спрайты, чаще - красные, наиболее яркая часть их - голова (66 - 74 км), выше - тонкие светящиеся линии - волосы. Под головой - темная полоска - воротник (ожерелье), ниже - усы, которые простираются до 40-50 км и меняют цвет от красного, до - голубого (внизу). Спрайты бывают одиночные, однако, - чаще бывают двойные и тройные. В поперечнике они достигают 40 км. Время жизни спрайтов порядка нескольких миллисекунд (Rairden, Mende, 1995), хотя наблюдаются и более короткоживущие разряды. Оптическая энергия спрайта составляет несколько килоджоулей, для серии спрайтов она, соответственно, больше (Sentman, Wescott, 1993; Sentman et al., 1995).

Рис. 20-23. Внешний вид спрайтов и голубых струй.

Синяя струя движется вверх со скоростью примерно 100 км/с, как хорошо сфокусированный пучок синего цвета, от вершины грозового облака до высоты порядка 50 км. Принято считать синие струи аналогом стримера, в виде ряда плазменных волокон (см. рис. 20-24), возникающих при электрическом пробое газового промежутка (Pasko et al., 1996; Sukhorukov et al., 1996). Материнское облако имеет, как правило, на верхней

кромке положительный, а на нижней, - отрицательный заряды (см. рис. 20-24). В верхней части (голове) синей струи то же знак заряда положительный. Считается, что в струе происходит сепарирование зарядов таким образом, чтобы образовалось электрическое поле обратного знака атмосферному электрическому полю. Суммарный заряд синей струи составляет 300-400 кулон, размер по высоте - порядка 20 км, толщина струи порядка одного км, время существования струи около одной секунды.

Спрайты как часть атмосферного электрического контура. Сотрудники лаборатории STAR Стенфордского Университета (научный руководитель U. Inan) считают, что наличие спрайтов изменяет параметры электрического контура верхней атмосферы (Pasko, et al., 1998). Согласно их модели, движущийся вверх спрайт, как бы расположен между двумя "обкладками конденсатора" h_i и h_i , которые движутся вместе со спрайтом (рис. 20-24-а). Атмосферная проводимость $\sigma(h_i)$ увеличивается монотонно с высотой. Время процесса оценивается по формуле: $t = \varepsilon_o / \sigma(h_i)$, где ε_o - электрическая постоянная. Рис. 20-24-b показывает, как искажается атмосферное электрическое поле E_{κ} в присутствии дополнительного заряда в 1000 кулон расположенного на высоте 10 км в свободном пространстве между двумя проводящими пластинами: Землей и ионосферой. Рисунок иллюстрирует распределение поля после разряда: на высоте ниже 50 км, $E < E_{\kappa}$, а за счет влияния спрайта величина поля оказывается больше на больших высотах начальной Е_к. Аналогичная ситуация наблюдается и с проводимостью. Кроме этого, в модели спрайта (Pasko, et al., 1998) рассмотрен возможный механизм генерации интенсивных радиоволн в диапазоне килогерц, связанный с разрядом молнии. Спрайт возникает примерно через 2-3 мсек после основного разряда. В зависимости от силы тока основного разряда, изменяющегося от 25 кА до 150 кА, меняется вклад спрайта в общую картину магнитного поля разряда молнии.

Рис. 20-24. Влияние спрайта на параметры электрического контура «Земля-ионосфера».

Оптические характеристики спрайтов и струй. Зарегистрированное свечение спрайта соответствует спектру возбуждения молекулярного азота N_2 1P в диапазоне длин волн: 650-700 нм и 750, 770 нм. Выявлены все разрешенные переходы молекулярного азота, а также спектры N_2^+ . Аналогичная ситуация наблюдалась и при исследовании оптических характеристик синих струй. Здесь, так же как и в случае со спрайтами, основное излучение с длиной волны 391 нм соответствует возбуждению линий 1N и 2P молекулярного азота и иона азота N_2^+ (Hampton et al., 1996; Mende et al., 1995; Yukhimuk et al., 1998). Таким образом, различия в цвете между спрайтами и струями состоит в различии энергии электронов, участвующих в возбуждении свечения этих явлений.

Спрайты и источники низкочастотных радиоволн. Спрайты связаны с источниками радиоволн, сопутствующих разряду молнии. Эти выводы базируются на серии экспериментов, проводимых различными группами физиков в различное время года, в

различных районах США. Наблюдения электромагнитным за излучением. сопровождавшим спрайты, велось с помощью вертикально установленной антенны в виде токовой петли общей площадью 1.7 кв. м. Регистрировалась магнитная компонента колебаний в частотном диапазоне 24 кГц с помощью радиоприемника. Одновременно с борта самолета регистрировались спрайты и интенсивности световых вспышек молний (в кА). (Inan et al., 1995; Inan et al., 1996; Pasko et al., 1998). Природа возбуждения и распространения естественных электромагнитных импульсов в диапазоне единиц Гц десятков килогерц распространяющихся в резонаторе Земля-ионосфера, применительно к проблеме выяснения роли электромагнитного излучения в физике спрайтов, изучалась в (Nickolaenko, Hayakawa, 1998). Авторы показали, что на расстояниях от источника до приемника 1, 5, 10, 15 и 20 тыс. км, спектры сигналов в частотном диапазоне выше 40 Гц заметно различаются. На частотах т.н. Шумановского резонанса (4-20 Гц) эти различия не столь значительны. Изучалось изменение величины и формы импульса вертикального электрического поля на тех же расстояниях. Эти данные использовались при интерпретации явления спрайтов и струй.

Шаровая молния. Литература, касающаяся различных моделей шаровой молнии (ШМ) огромна. Авторы работ, посвященных этой проблеме, предложили колоссальное количество всевозможных вариантов моделей и идей. Среди множества работ, опубликованных за последние годы, можно отметить широкое разнообразие вариантов внутреннего устройства шаровой молнии: от самых нелепых (Торчигин, 2003), до вполне правдоподобных (Аланян, 2002; Григорян, 2002; Натяганов, 2003). Недавно появилось сообщение, что шаровую молнию устойчиво получают в результате импульсного электрического разряда в воде (Егоров и др. 2004). Этой проблемой занимались многие известные физики, в том числе и Нобелевский лауреат П.Л. Капица (1955), Б.В.Войцеховский (1974), Б.М. Смирнов (1988), С. Сингер (1973) и др. Однако все авторы работ, особенно опубликованных в последнее время, признают, что наиболее адекватная модель шаровой молнии предложена Стахановым (1973, 1996).

Рис.20 - 25. Линейная (слева) и шаровая молнии.

Преобладающее большинство авторов разнообразных идей, касающихся природы ШМ полагали её как объект электрический, состоящий из низкотемпературной плазмы, однако мало кто из них рассматривал физику ШМ в контексте природы атмосферного электричества и, более того, как один из её элементов. Автором книги предложена модель шаровой молнии на многочастичной квантовой запутанности (сайт: <u>http://www.vvkuz.ru/</u>).

20. 8. Вариации Е при изменении параметров геофизической среды. Поле Е_Z и грозы.

- Неоднократные наблюдения АЭП показывают, что во время гроз его величина – уменьшается и даже меняет знак, в то время принято считать, что гроза – источник атмосферного электричества. В работе (Франк-Каменецкий и др. 2006) показано, что вклад грозовых разрядов в АЭП ничтожен и не превышает 0.1 %. Обнаружено, что увеличение числа грозовых разрядов ведет к уменьшению величины АЭП.

- Ежедневное количество гроз в целом, и их распределение по поверхности Земли значительно изменяется. Это говорит о том, что мирового центра гроз не существует. Можно выделить три региона грозовой активности (по убыванию интенсивности): 1 – Индонезийский, 2 – Бразильский, 3 – Африканский. Кроме этого, большое количество гроз происходит и в экваториальных областях мирового океана.

- Итак, изменения количества гроз в году антикоррелирует с изменениями АЭП, в то время как, ещё А.Л. Чижевским и многими другими показано, что многолетний ход кривой частоты гроз и ход кривой числа солнечных пятен совпадают достаточно хорошо. Например, в качестве иллюстрации приведем таблицу 2, в которой сравниваются числа Вольфа - *W* с годовым количеством гроз на Горном Алтае – *N* (Дмитриев и др., 2002).

Таблица 2.

годы:	1956	1964	1968	1976	1979	1987	1990	1998
W	142.6	27.6	91.4	36.5	114.0	41.3	118.9	28.6
N	340	218	341	270	349	184	231	147
k = N/W	2.38	7.89	3.73	7.39	3.06	4.45	1.95	5.13

Из таблицы следует, что в годы максимума солнечной активности, отношение числа гроз (*N*) к числу Вольфа (*W*) *k* принимает значения: *k* (max) = 2.7 ± 1 , в годы минимума *k* (min) = 6.2 ± 1.5 . Видно, что всегда: $N \sim W$, и никогда не наблюдается: $N \sim 1/W$. Отношения W/W = 142.6/27.6 = 5.16, N/N = 349/147 = 2.37. (Жирным цветом выделены годы солнечной активности). Зависимость интенсивности ГКЛ и чисел Вольфа от времени: $I(t) \sim 1/W(t)$, хорошо известна. Имеется достаточно много доказательств зависимости: $E(t) \sim I(t)$. Эти факты противоречат модели грозового источника АЭП.

Рис. 20-26. Слева: (*a*): Вариация электрического поля с изменением знака поля перед землетрясением в Карпатах 30.08.1986. (M = 7.0). (δ): Пример ионосферного предвестника (девиация критической частоты foF2) перед землетрясением в Каусете (Аргентина) 23.11. 1997 (M = 7.8). (*в*): модельные представления девиации критической частоты в ионосфере foF2 (Пулинец и др., 2004). Справа: Вариация электрического поля Ez во время, перед и после землетрясения (SHZ) на Суматре 26.12.2004 (M = 8.3) (Roder, et al. 2005).

Примеры возможной связи между АЭП и землетрясениями. В сейсмически опасных районах Земли при наблюдении суточного хода величины атмосферного электрического поля, незадолго перед землетрясениями, регистрировалось значительное понижение величины *E*, либо даже смена его знака. О.П. Руленко (2000, 2001) выделяет два типа аномалий *E*, возникающих перед землетрясением. К первому типу относятся аномалии, имеющие бухтообразную отрицательную форму, ко второму, – форму пакета колебаний, с некоторым набором частот.

Датчик АЭП, установленный на сейсмостанции Uper Tiber Valley (Тоскания, Италия) зарегистрировал заметные изменения вертикальной компоненты поля перед, во время и после крупнейшего землетрясения на Суматре (26.12.2004). Эти данные, насколько известно, не были подтверждены в других пунктах наблюдения АЭП. В частности, на Камчатской обсерватории Паратунка, в этот день были условия «хорошей погоды», однако подобного явления (рис. 20-26, справа) - зарегистрировано не было.

Вариации Е в эпицентре землетрясения. Измерения атмосферного электрического поля проводились на сейсмостанции "Акташ" в ноябре 2003 г. примерно через месяц после сильного (с магнитудой 7.5, по оценке ГС СОРАН) Чуйского землетрясения, произошедшего на юге Горного Алтая на территории Кош-Агачского района 27 сентября 2003 г. в 11час. 33 мин. по Гринвичу. Погодные условия во время измерения E были далеки от - нормальных. Кроме этого, из-за ограниченной длины кабеля, датчик поля был установлен очень близко к зданию станции, недалеко от датчика находились высокие деревья, что также могло оказывать влияние на измерения (для нормальной работы электрометр рекомендуется устанавливать на открытой ровной местности). Низкая температура воздуха (в особенности ночью) и большой ее суточный перепад приводили к периодическим отказам датчика - за весь период измерений 5 ноября.

проблема идентификации Основная при сигналов, генерируемых при землетрясении в различных геофизических полях, состоит в доказательстве того, что датчики не регистрируют собственные механические колебания при толчке, т.е. не работают как сейсмографы. В нашем случае таким доказательством в определенной степени может быть отсутствие сигналов в Е во время достаточно сильных сигналов в акустике, например, видимые за 10-13 мин. до землетрясения, хотя сильный обязательно инфразвуковой сигнал не должен сопровождаться значительными механическими колебаниями почвы, а значит и электрометра. Но, с другой стороны, датчик "Е" не реагировал на заведомо сильные вибрации, возникающие при передвижении по территории станции автомобиля. Еще одним фактором является существенное различие спектров акустических сигналов от землетрясения и спектров помех (скорее всего связанных с перемещениями сотрудников по территории станции).

В спектрах акустических сигналов от землетрясения, большая часть энергии лежит в высокочастотной области, в то время как в спектрах помех, – в низкочастотной. При большей чувствительности электрометра на высоких частотах это может приводить к селективности воздействия. Однако спектры сигнала *E*, вычисленные для временных интервалов, охватывающих период землетрясения и вне его, представляют собой спектр "белого" шума и различаются только амплитудой во всей полосе частот (больше 5 Гц). Отметим также, что электрометр подобного типа использовался нами при изучении вариаций атмосферного электрического поля, возникающих во время работы мощных виброисточников, и не показал заметной зависимости от механического воздействия на него в ближней зоне сейсмовибраторов (Кузнецов и др. 1999).

Изложенное выше позволяет предположить, что наблюдаемые во время землетрясений сигналы в электрическом поле представляют собой действительные вариации электрического поля. Более детальный анализ позволяет выделить сдвиг примерно на 1/3 интервала дискретизации, который связан с задержкой между последовательно опрашиваемыми каналами АЦП и равный 6 мс для датчиков "Р" и "Е".

Синхронные по времени вариации электрического поля E и инфразвука P позволяют предположить, что сигнал E во время землетрясения может быть генерирован при колебании во время толчка электрических зарядов в районе сейсмостанции (при этом ожидается, что колебания будут синфазны на значительной площади).

Вариации Е в окрестности сейсмовибратора. Измерения вертикальной составляющей атмосферного электрического поля вблизи работающего сейсмовибратора проводились сотрудниками Новосибирской обсерватории «Ключи» с помощью датчика поля струнного типа, с порогом чувствительности порядка 1 В/м. Датчик предназначен для регулярных обсерваторских наблюдений больших изменений электрического поля, что ограничило его применение лишь незначительными расстояниями от сейсмовибратора (первые сотни метров). В некоторых случаях использовался электрометр с чувствительностью порядка 1 мВ/м, реализованный в виде приемника с вертикальной штыревой антенной длиной около 30 см (Кузнецов и др. 1999).

Возмущения электрического поля на частоте сейсмовибратора (полезный сигнал) обнаружены как при работе электромеханических вибраторов, так и вибратора с пневматическим приводом. Последнее указывает на геофизическое происхождение этих возмущений, а не на связь его с работой сейсмовибратора как технического устройства.

В июне 1998 г. измерения электрического поля были выполнены двумя электрометрами в свип-режиме сейсмовибратора ЦВ-100 на расстоянии около 700 м. Оба электрометра зарегистрировали единственную моду с практически нулевым запаздыванием. Это позволяет предположить, что возмущения электрического поля не связаны с акустическими или сейсмическими колебаниями в окрестности датчиков, а возбуждаются процессами, происходящими вблизи сейсмовибратора.

АЭП во время полного Солнечного затмения. На карте рис. 20-27 виден, окрашенный синим цветом, след Луны на поверхности Земли и выделены области регистрации затмения в Новосибирске. Анализ данных АЭП по затмению, приведенных на рис. 20-28 показывает изменение атмосферного электрического поля и приземной температуры на геофизической обсерватории Ключи в Новосибирске. Видно, что температура возрастала перед затмением и с его началом стала падать, достигнув минимума в момент полного солнечного затмения (средняя линия из трех вертикальных). АЭП резко уменьшилось в начале процесса, и затем стала возрастать, причем максимальная скорость возрастания АЭП приходится на момент полного затмения. Температура после окончания затмения понижалась, и в момент этого понижения - АЭП продолжало возрастать.

- Изменение в АЭП начинаются несколько раньше, чем собственно - начало затмения. В самом начале процесса АЭП уменьшается, а затем начинает возрастать, причем возрастание продолжается после окончания затмения. Заметим, что примерно такая же, как в нашем случае картина, - наблюдалась группой В.В. Адушкина (2007) в момент

регистрации АЭП затмения 2006 г. Правда, в том случае, АЭП суммарно, скорее понижалось, чем повышалось, как в нашем случае. Возможно, дело в том, что, в отличие от нашего случая, там регистрировалось не полное, а частичное затмение.

Рис. 20-27. Карта Солнечного затмения 01.08.2008. Большая белая точка показывает время максимальной фазы затмения в Новосибирске. Лини ограничивают зону регистрируемого эффекта.

Рис. 20-28. Данные и модель изменения температуры поверхности, АЭП и *дЕ/дt*.

- Температура поверхности Земли четко отслеживает временной ход затмения. Похолоданию, происходящему на поверхности Земли, - соответствует, в целом, скорее возрастание величины АЭП, несмотря на весьма заметное уменьшение его в начале процесса.

- Кривая АЭП, в отличие от ионосферы, концентрации озона и упоминаемой нами температуры - не повторяет треугольную форму фазы затмения. На первом этапе – этапе незначительного повышения температуры перед затмением, АЭП – уменьшается. На третьем этапе, после затмения, когда температура падает, величина АЭП – ещё растет. В момент затмения форма кривой АЭП скорее напоминает интеграл от «положительного» треугольника температуры. Можно видеть корреляцию, по крайней мере, на первом и

третьем этапах: АЭП находится в противофазе с температурой, - немного отставая от неё по времени.

Принято считать, что текущий в атмосфере ток складывается из тока проводимости *j* и тока смещения $\varepsilon_o \partial E/\partial t$. Обычно, при выполнении условия: $t >> \tau$, где t - время процесса, а $\tau = \varepsilon_o / \sigma_e$ - время релаксации атмосферы ($\tau \approx 10^3 \text{сек}$) – током смещения пренебрегают. В случае наблюдения солнечного затмения условие $t >> \tau$ не выполняется и, по-видимому, необходимо учитывать ток смещения, тем более что во время затмения нет очевидной причины для изменений тока проводимости *j*: $E \sim \sigma(j - \varepsilon_o \partial E/\partial t)$, где σ – проводимость среды. Как известно, ток смещения возникает в конденсаторе «ионосфера – Земля» в моменты его зарядки и разрядки и обеспечивает замкнутость цепей любых непостоянных токов, что соответствует модели АЭП.

Суть нашей идеи состоит в следующем: Наблюдение вариации температуры в момент затмения позволяет представить изменение температуры нижнего слоя атмосферы в момент затмения в виде нормального распределения: $T \sim T_o - t \exp(-t)^2$, T_o - начальная температура, t - время. Из многих наблюдений известно, что $E_Z \sim 1/T$. Тогда: $\partial E/\partial t \sim - \partial T/\partial t \times 1/T^2$. Полученная зависимость $E_Z \sim \sigma(j - \varepsilon_o \partial E/\partial t)$ по форме очень близка к кривой E(t) зарегистрированной в АЭП (рис. 20-28) в момент солнечного затмения. Здесь, как отмечалось многими авторами, максимальная скорость изменения E_Z приходится на максимальное уменьшение температуры T, что соответствует фазе полного затмения. Это может означать, что в момент солнечного затмения наши приборы зарегистрировали изменение E_Z , вызванное током смещения: $\varepsilon_o \partial E/\partial t$. Не полное соответствие этой кривой наблюдаемой величине E_Z означает, что искажение может быть связано с наличием некоторого изменения тока проводимости.

Перемещение пятна затмения размером примерно в 100 км происходит, в районе Новосибирска за 2.5 минуты. Опережение начала уменьшения величины Ez относительно начала уменьшения температуры составляет $\Delta t \approx 20$ минут (см. на графике dE/dt рис. 20-28). Можно считать, что электрометр начинает регистрировать изменения АЭП, происходящие на расстоянии от датчика поля около 800 км. Этот результат согласуется с нашими измерениями дальнодействия АЭП, полученными при исследовании влияния на АЭП приближающегося циклона. В случае солнечного затмения в Новосибирске величина дальнодействия оказалась примерно в два раза меньше, чем в случае циклонов на Камчатке.

Вариации Е при приближении циклона. Влияние циклонов на величину вертикальной компоненты АЭП E_Z исследовано в обсерватории Паратунка (ИКИР, Камчатка) (Кузнецов и др., 2007). Циклоны регистрировались по электромагнитному излучению грозовых разрядов с помощью ОНЧ пеленгатора, разработанного в ИКИР, а так же по спутниковым данным.

Максимальное расстояние до грозовых очагов, регистрируемое пеленгатором, достигает четырех тысяч километров. Авторами приведены азимутальные распределения источников ОНЧ излучения и распределения эпицентров циклонов, определяемых на основе синоптических карт гидрометеослужбы Камчатки. Показаны азимутальные перемещения грозовых источников, находящихся в прилегающих к Камчатке областях. Мониторинг E_Z проводился с применением прибора «Поле-2». Показано, что величина E_Z понижается синхронно с атмосферным давлением по мере приближения циклонов к обсерватории. Получена оценка величины электрического заряда циклона (5 000 Кл), максимального понижения атмосферного давления в центре циклона (от 770 до 745 мм. рт. ст.) и др. Показано, что АЭП реагирует на циклон на расстоянии большем 1.5 тыс. км.

Рис.20-29. Эффект циклона в АЭП. Кривая 1 и точки - величина АЭП в Паратунке; прерывистая линия 2 - величина АЭП (E_Z) в отсутствие циклонов; 3 - электрическое поле циклонов; 4 (крестики) - изменение атмосферного давления (P, мм. рт. ст.) при приближении циклонов. На вставке: зависимость E_Z от P.

Эксперимент по активному воздействию струи водяного пара на АЭП. Эксперимент проводился в районе действующей Мутновской электростанции (Камчатка) на двух скважинах теплоэнергетических вод – парогидротерм. Измерения вертикальной компоненты АЭП E_z производились с помощью трех электрических флюксметров «Градиент МЗ», датчика электрической проводимости воздуха «Электропроводность-2», системы оцифровки и записи сигнала на цифровой носитель. Датчик электрической проводимости выполнен в виде двойного аспирационного измерительного конденсатора. Датчик состоит из цилиндрической обкладки, внутренней собирающей обкладки, входной трубы и аэрозольной защиты. На обкладки подается напряжение и измеряется ток. Один конденсатор измеряет проводимость положительных легких ионов, другой – отрицательных. Диапазон измерений каждого конденсатора составляет ± 25 фСм м⁻¹.

Один из датчиков АЭП «Градиент МЗ» устанавливался в непосредственной близости от сопла скважины на верхней площадке металлического кожуха, другие располагались на расстоянии 20 и 40 м от скважины. Прибор «Электропроводность-2», система оцифровки данных и компьютер размещалась в 20 м от скважины. Таким образом, наибольшее удаление электрометра от скважины достигало 40 м, что ограничивалось длиной измерительного кабеля (20 м). Предполагалось, что чем выше выброс пара, тем на больших расстояниях скажется его влияние на АЭП, но при открытии скважины превысила 150 м. Расход пароводяной смеси на первой скважине 115 кг/сек с 22% содержанием пара, а расход во второй скважины процентное отношение пара в ходе эксперимента повышалось, затем скважина резко вышла на основные свои характеристики, и расход и, соответственно, водность струи пара, увеличились. В этот момент на аппаратуру обрушилась огромная масса воды, и эксперимент пришлось прекратить. В статье мы используем только ту часть записей, в которой количество воды в

пароводяной смеси понижалось. Струя пара во второй скважине была практически сухой. Это даёт возможность сравнить результаты воздействия на АЭП как сухого, так и влажного водяного пара, а так же условно, конечно, считать эксперимент с сухой скважиной как бы продолжением наблюдений, проведенных на первой скважине, содержащей 78% воды.

Данные эксперимента приведены на рис. 23-20, на котором представлена фотография струи пара, а также данные по изменению во времени: величины АЭП на расстояниях 20 и 40 м и данные измерения электропроводности на расстоянии 20 м от скважины. Данные регистрации АЭП полученные с датчиков, установленных в непосредственной близости от выходной трубы не приводятся из-за их малой информативности.

Анализ результатов эксперимента, представленных на рис. 23-30, показывает, что изменения электропроводности λ_+ и λ_- практически всегда совпадают по времени с временными вариациями поля E, что служит подтверждением нашей модели, основанной на идее Френкеля при использовании её в свободной атмосфере. В заключение отметим, что активные эксперименты по воздействию на атмосферное электрическое поле струи пара-водяной смеси из термальной скважины в районе Мутновской гидротермальной электростанции Камчатки приводят к заметным изменениям АЭП. Сухой водный пар, выброшенный в атмосферу, - вызывает возрастание величины поля E. В то время как выброс воды в атмосферу и последующее её дробление, - привносит отрицательный заряд, что приводит к уменьшению поля E и даже к изменению его полярности.

Рис. 20-30. Струя пара из термальной скважины на поле Мутновской станции. Результат измерений E_Z , λ_+ и λ_- (Кузнецов и др. 2007, 2008).

23. 9. Существуют ли «токи Шмидта-Бауэра»?

Мы отмечали, что ни заряженные отрицательные аэрозоли, ни «тяжелые» ионы, не регистрируются аппаратурой, предназначенной для измерения АЭП и проводимости атмосферы. Постулированный нами внутренний «ток» источника АЭП представляет собой сумму падающих на Землю отрицательно заряженных тяжелых ионов и капель, и подъем положительно заряженных ионов гидроксония ($H_5O_2^+$ и H_3O^+) восходящими потоками воздуха в верхние слои атмосферы, вплоть до D-слоя ионосферы. Движение заряженных частиц положительных в одном направлении, а отрицательных - в другом, это, собственно, и есть ток - внутренний ток источника. Очевидно, что этот ток не может быть обнаружен стандартной аппаратурой.

Естественно, возникает вопрос, если это ток источника, то где же он должен «протекать»? В каком регионе Земли? Как отмечалось, ГКЛ в основном попадают на Землю в полярных регионах. Там должна быть максимальная концентрация зарядов. Повидимому, там должны быть и токи источника, причем направление тока должно быть противоположным току утечки: снизу-вверх. Известно ли что-нибудь о таких токах? Вполне возможно, что «ток», требующийся согласно модели, есть ни что иное, как тот самый, уже давно забытый ток Шмидта-Бауэра, который вызывал огромный интерес у физиков более 100 лет тому назад (Швейдлер, 1936). Так как наблюдения велись с помощью аппаратуры, предназначенной для измерения атмосферного тока *j*, токи Шмидта-Бауэра никогда не были обнаружены экспериментально. Наличие на Земле таких вертикальных токов в атмосфере, решало бы ещё одну важную проблему физики Земли проблему потенциальности источника генерации геомагнитного поля, с одной стороны, и, с другой, служило бы поддержкой нашей модели АЭП.

Рис. 20-31 Токи Шмидта-Бауэра (Швейдлер, 1936) в северном и южном полушариях. В районах полюсов – токи положительные (направлены вверх), в экваториальной зоне – токи отрицательны (направлены вниз). На внутренней вставке – соответствующее расположение материков.

В чем же состоит природа токов Шмидта-Бауэра? Напомним, что А. Шмидт, анализируя результаты наблюдений геомагнитных данных 1885 г., обнаружил, что, если интегрировать величины Н-компонент геомагнитного поля по замкнутой кривой на поверхности Земли, то интеграл оказывается не равным нулю. Это может означать только то, что внутри этого контура имеется вертикальный ток, плотность которого (по оценкам Шмидта) в 10 000 раз больше плотности тока *j*. Вычисления Шмидта по материалам, полученным на сети станций, местами недостаточно густой, признали не вполне надёжными. Однако, Л.А. Бауэр, опираясь на значительно более плотную сеть магнитных станций и на более точные наблюдения, повторил расчеты Шмидта для данных 1897, 1904, 1908, 1920 гг. Практически во всех случаях он находил подтверждение результата Шмидта. Проведенные им оценки погрешностей измерения поля и его интерполяции показали, что даже при отклонении ошибок в одном направлении во всех пунктах измерения и при примитивном линейном методе интерполяции, не получается и половины среднего значения циркуляции поля, что, в частности, послужило основанием для Швейдлера (1936) высказаться в пользу реальности данного явления.

В результате расчетов, проведенных Шмидтом и Бауэром (ШБ), было обнаружено, что в полярных регионах "ток" действительно направлен вверх (как и следует из нашей модели), в то время как «ток» экваториального пояса в целом имеет противоположную направленность. Согласно модели, этот «ток» обязан интенсивному испарению в районе экватора с выносом восходящих потоков большого количества отрицательно заряженных водных аэрозолей.

Расчеты показали, что плотность обнаруженного таким методом "тока" на 4 порядка превышает плотность атмосферных токов проводимости. Кроме этого, оказалось, что не потенциальная часть поля присутствует не только в постоянном, но и в переменном геомагнитном поле, т.е. в суточных S_q -вариациях (Бенькова, 1941). В частности, Беньковой было показано, что не потенциальная часть S_q -вариаций достигает 1/5 всего поля вариаций, а плотность переменных "токов", которые ее создают, на 2-3 порядка превышает плотность токов проводимости атмосферы. Эти данные так же не противоречат нашей модели АЭП.

Токи, текущие в атмосфере Земли, известны:

- Плотность тока и
онов в районах с ясной погодой составляет 2-3·10
- $^{16}~{\rm A/cm}^2$

- Плотность тока, обусловленного переносом зарядов на каплях дождя, града, снега, при спокойных ливнях составляет 10⁻¹¹-10⁻¹⁰ А/см²

- Плотность тока, обусловленного переносом зарядов на каплях дождя, града, снега, при грозовых ливнях и граде составляет до 10⁻⁸-10⁻¹⁰ A/см²

- Сила тока в молнии - до 500 кА, (с наибольшей вероятностью - в диапазоне 20-40 кА). Напряжение в молнии составляет до 10⁹В, длина молнии достигает 10 км, диаметр канала молнии достигает 20 см.

Отметим, что плотность тока ШБ примерно равна плотности тока дождя.

Сравним величины электрических зарядов в атмосфере Земли:

- Средний заряд грозового облака 50 кулон.

- Заряд циклона, по нашим оценкам, достигает $Q = 5 \cdot 10^3$ Кл. Площадь его 100×100 км² = 10^{10} м². (Кузнецов и др. 2007)

- Заряд Земли как шара радиусом *R* обладающим полем E = 100 В/м: $Q_1 = \varepsilon_o R^2_E E = 5.7 \cdot 10^5$ кулон, R_E – радиус Земли ε_o – электрическая постоянная.

- Заряд слоя положительных ионов, толщиной 1 км, на высоте 85 км: $Q_2 = NShe = 10^4 \text{ см}^{-3} \times 5 \cdot 10^{18} \text{ см}^2 \times 10^5 \times 1.6 \cdot 10^{-19} \text{ Кл} = 10^9 \text{ Кл}$, где *N* - концентрация зарядов, *S* - площадь поверхности Земли, *h* - толщина слоя, *e* - заряд электрона.

- Заряд, переносимый к Земле током дождя в течение одних суток на территории равной примерно 0.1% от общей поверхности Земли: $Q_3 = j S kt = 10^{-10} \text{ A/cm}^2 \times 5 \cdot 10^{18} \text{ см}^2 \times 10^{-3} \times 1 \text{ сутки}$ ($\approx 10^5 \text{ с}$) = 5 $\cdot 10^{10}$ Кл. Здесь: *j* – плотность тока дождя, *k* – доля поверхности Земли, занятой дождем, *t* - время зарядки Земли дождем.

- Заряд конденсатора «Земля-ионосфера»: $Q_4 = CU$, где C - ёмкость конденсатора Земляионосфера (электросфера) $C = 4\pi\varepsilon_0\Delta R_E/R_E^2 = 5\cdot10^{-2}$ ф. ΔR_E – высота ионосферы. U – потенциал ионосферы $U = 300\ 000$ В. $Q_4 = CU = 5\cdot10^{-2}$ ф× $3\cdot10^5$ В = $1.5\cdot10^4$ Кл.

Сравнение величин зарядов Q_1 и Q_4 , имеющих непосредственное отношение к АЭП, с величинами зарядов слоя положительных ионов (ионов гидроксония) Q_2 и зарядов дождевого облака Q_3 , показывает, что электрический заряд атмосферы значительно (более чем на 4 порядка) превышает заряд, приписываемый АЭП.

Если природа токов АЭП известна, это дрейф легких ионов, то о природе токов ШБ этого сказать нельзя. Выше мы отмечали, что токи ШБ по величине идентичны токам дождя. Примем, что ток дождя и есть ток ШБ, и в дальнейшем будем считать это истиной. Известно, что дождевые капли заряжены отрицательно и падают вниз. Это означает направление тока вверх, что относится к полярным регионам. Следуя этой логике, в экваториальных регионах, так как там ток направлен вниз, а носителем заряда могут быть только капли воды, должен происходить перенос отрицательно заряженных водных аэрозолей вверх. Выясним, каким образом может быть реализована эта схема.

Давно известно, что при испарении воды в гравитационном поле происходит разделение зарядов. Этот процесс ответственен за возникновение электрических вспышек и молний в атмосфере. В динамике таких процессов явно формируются кулоновские динамические аттракторы, фокусирующие электрическое поле и заряд. Образование двойного слоя на поверхности раздела фаз является общим свойством (и не только воды и газа). На экваторе происходит интенсивное испарение, ионизация и разделение зарядов.

При этом происходит диссоциация воды на ионы водорода и гидроксила. Свободный ион H^+ не способен к самостоятельному существованию и гидратируется молекулой воды с образованием иона гидроксония: $H^+ + H_2O \rightarrow H_3O^+$. Суммарная реакция представляет собой переход протона от одной молекулы к другой и образование ионов гидроксония и гидроксила: $H_2O + H_2O \rightarrow H_3O^+ + OH^-$. Гидроксоний – летучий газ быстро поднимается в атмосфере до высоты 85 км и по неясной причине - здесь накапливается (рис. 20-2). Гидроксил коагулирует на себя пары воды, превращается в водный аэрозоль, который поднимается восходящим потоком нагретого воздуха. Именно этот процесс является током ШБ, направленным вниз. Как известно, на экваторе происходит основное образование облаков, которые переносятся ветрами в более холодные районы Земли и выливаются дождем.

Наши наблюдения за изменением полярности АЭП, проведенные на Камчатке в районе термальных полей вулкана Мутновский, подтверждают эту идею. Нами было показано, что если из термальной скважины выбрасывается пар с большим содержанием конденсированной воды, то величина АЭП уменьшается и может изменить свою полярность. Если из скважины выбрасывается сухой водный пар, то величина АЭП значительно возрастает (рис. 20-30).

Сравним электрическую энергию, запасенную в конденсаторе «Земля-ионосфера» с энергией атмосферы. Электрическая энергия $W \approx C \cdot Q$.

- Энергия атмосферного электрического поля $W_1 = 3 \cdot 10^4$ Дж, слоя ионов $W_2 = 5 \cdot 10^7$ Дж, заряда дождя $W_3 = 2 \cdot 10^9$ джоулей. Энергия конденсатора $W_4 = 5 \cdot 10^2$ Дж.

Полученные значения величин сравним с энергией атмосферы. Внутренняя энергия всей атмосферы порядка 10²³ Дж, потенциальная несколько меньше, а кинетическая - на два порядка меньше: 10²¹ Дж, то есть составляет менее 1% потенциальной энергии. Видно, что электрическая энергия атмосферы ничтожна по сравнению с энергией кинетической.

Приведенные выше оценки показывают, что на Земле должно наблюдаться изменение токов ШБ в зависимости от вариаций климата при соблюдении общего условия равенства текущих токов вверх и вниз. Токи должны изменяться и при смене сезонов зима-лето и при изменении температуры. Вероятно, изучая изменения данных магнитных обсерваторий за последние пол века, можно будет обнаружить тенденцию изменения токов ШБ, вызванных современным трендом глобального потепления.

Остается выяснить как, в рамках этой модели, должны изменяться токи ШБ: возрастать или уменьшаться? Очевидно, что сумма токов восходящих должна быть равна токам нисходящим. Как было показано автором, величина АЭП синхронно уменьшается с увеличением температуры. При увеличении температуры скорость конденсации паров воды уменьшается, а скорость испарения растет. Это должно приводить к тому, что фазовый переход «испарение» становится более эффективным, иначе большее количество воды испаряется, образуется большее количество разделенных зарядов и токи ШБ должны бы возрастать. Такая ситуация, если она подтвердится, может говорить, что токи ШБ не имеют непосредственного отношения к атмосферному электрическому току (J), хотя, с другой стороны, именно восходящий поток приводит к возникновению положительно заряженного слоя ионов гидроксония. Собственно, наличие положительного заряда в этом слое и отрицательного – на поверхности Земли и является причиной появления АЭП и тока J. По модели АЭП заряженные частицы выше облачности, т.е. выше действия токов ШБ обеспечиваются ионизацией воздуха галактическими космическими лучами.

23. 10. Электрическая нейтральность Земли. Обсудим вопрос об электрической нейтральности Земли и других небесных тел. Вопрос можно переформулировать таким образом: является ли Земли отрицательным электродом - своеобразным «катодом» в космосе? Или она в космосе – электрически нейтральна? К сожалению, в данном случае мы не имеем возможности обратиться к опыту по АЭП на других планетах, как это было в случае с геомагнетизмом. Из космических наблюдений известно, что в атмосфере Венеры спускаемыми аппаратами наблюдались явления типа грозовых. Известно, что на Юпитере имеется ионосфера, но есть ли там АЭП – не известно. Одно ясно, что если АЭП – это «продукт» электрических поляризационных свойств воды, то и поля, аналогичного земному, - там нет.

Согласно нашей модели АЭП, так же как радиальное поле F-слоя в ядре Земли, это поле двойного электрического слоя (ДЭС). Среди большого количества определений этого понятия, на первом месте стоит следующее: «Двойной электрический слой, два весьма близких друг к другу слоя электрических зарядов разного знака, но с одинаковой поверхностной плотностью, возникающие на границе раздела двух фаз». АЭП, как и поле F-слоя обязаны разделению электрических зарядов в поле тяготения. Причины ионизации различные: ионизация космическими лучами - в первом случае, и высокая температура – во втором. Электрическое поле ограничивается границами раздела двух фаз, именно так, как это следует из определения ДЭС. В нашей модели отрицательный «электрод» АЭП проводящая поверхность Земли, положительный – слой положительных ионов гидроксония. За пределами ДЭС – поле отсутствует, обеспечивая электрическую нейтральность Земли. Ионосфера, расположенная выше этого слоя – электрически нейтральна. Конечно, в ней, при движении проводящей среды в геомагнитном поле, электрические поля возникают, но они, естественно, потерю зарядов Земли не вызывают. Т.о. наша модель отвечает на поставленный вопрос, почему Земля свой электрический заряд сохраняет (Швейдлер, 1936). Можно ли распространить этот вывод на другие космические объекты, в частности, на Солнце, которое «разбрасывается» протонами, сказать не могу. Честно говоря, этот вопрос, так же как вопрос об электрическом заряде элементарных частиц (Ахиезер, Рекало, 1974) выходит из круга проблем физики Земли. Для того чтобы рассмотреть вопрос о величине «остаточного заряда» Земли, планет и звезд и, возможно, связанного с ним следствия – не ошибаемся ли мы в связи с этим в оценке масс небесных тел, пока нет достаточных оснований. (По крайней мере, в рамках обсуждаемой здесь модели).

Обсуждение модели. 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. Третьим важным моментом новой модели является то, что в атмосфере был «обнаружен» положительно заряженный слой ионов гидроксония – второй «электрод» конденсатора Земля-ионосфера.

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 тропопаузы. 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. - В атмосферу Земли ГКЛ поступают преимущественно в полярных широтах. Заметную роль в их распределении по поверхности Земли играет особенности геомагнитного поля, в частности, глобальные магнитные аномалии, в зоне влияния которых горизонтальная компонента поля меньше, в то время как модуль поля выше, чем в зоне, где влияние аномалий не сказывается. Из наблюдений на спутниках известно, что самое большое количество частиц высокой энергии попадают на Землю в зоне влияния Бразильской аномалии. Казалось бы, наблюдается противоречие, т.к. эта аномалия заметного влияния на АЭП не оказывает. Противоречия здесь нет, т.к. в зону влияния Бразильской аномалии попадают частицы из радиационного пояса, энергия которых значительно ниже энергии ГКЛ. Можно сказать, что ГКЛ Бразильскую аномалию «не замечают», в то время как влияние глобальных магнитных аномалий: Канадской и Сибирской проявляется в таком уникальном свойстве АЭП как UT-вариация.

- Наличие UT-вариации во всех оболочках Земли от поверхности до мезосферы, ионосферы и магнитосферы является реальным результатом солнечно-земных связей. В предлагаемой модели АЭП связь геооболочек реализуется на Земле без участия сомнительного «мирового источника гроз».

- Эксперименты по регистрации падающих слоев аэрозолей и расчеты «токовых» систем в полярных областях (токи Шмидта-Бауэра) свидетельствуют в пользу предлагаемой модели АЭП.

Литература

Аланакян Ю.Р. Водородная шаровая молния. ДАН 2002. Т. 385. № 6. С. 747-749. Апсен А.Г., Канониди Х.Д., Чернышева С.П. и др. Магнитосферные эффекты в атмосферном электричестве. М.: Наука. 1988. 150 с.

Бендилет О.И., Чернышева С.П., Шефтель В.М. Вариации атмосферного электрического поля в высокоширотной зоне во время магнитных возмущений. Геомагнетизм и Аэрономия. 1985. Т. 25. С. 628-632.

Беспалов П.А., Чугунов Ю.В. Вращение плазмосферы и природа атмосферного электричества. ДАН. 1994. Т. 337. № 4. С. 467-469.

Брагин Ю.А., Коненко А.Ф. и др. О связи напряженности электрического поля в атмосфере с солнечными вспышками и геомагнитными явлениями. Вопросы исследования нижней ионосферы. Новосибирск. 1972. С. 135-139.

Вернов С.Н., Савенко И.А., Шеврин И.И. и др. Внешний радиационный пояс Земли на высоте 320 км. ДАН СССР. 1961. Т. 140 N.4. С. 787-790.

Войцеховский Б.В., Войцеховский Б.Б. Природа шаровой молнии. ДАН СССР. 1974. Т. 218. № 1. С. 77-80.

Герасименко В.И. Электрические и метеорологические поля нижней тропосферы. В кн. Атмосферное электричество. Л. Гидрометеоиздат. 1976. С. 25-31.

Гирс С.П., Шварц Я.М. Вопросы начальной стадии электризации капель. В кн.

Атмосферное электричество. Л. Гидрометеоиздат. 1976. С 127-129.

Гончаренко А.Н., Копвиллем У.Х., Никитин А.Ю. Особенности изменения вертикальной компоненты электрического поля атмосферы над океаном. Изв. АН. Физика атм. и океана. 1992. Т. 28. № 12. С.1216-1218.

Григорян С.С. О механизме возникновения шаровой молнии. ДАН. 2002. Т. 385. № 6. С. 750-753.

Егоров А.И., Степанов С.И., Шабанов Г.Д. Демонстрация шаровой молнии в лаборатории. УФН. 2004. Т. 174. №. 1. С. 107-109.

Иманкулов А.Ч., Струминский В.И., Татаринов С.П., Токтомышев С.Ж. О возможности прогнозирования землетрясений по измерениям напряженности электрического поля атмосферы. Электрическое взаимодействие геосферных оболочек. М.: ОИФЗ РАН. 2000. С. 119-121.

Имянитов И.М., Чубарина Е.В. Электричество свободной атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат. 1965. 240 с.

Имянитов И.М., Чубарина Е.В., Шварц Я.И. Электричество облаков. Л.: Гидрометеоиздат. 1971. 94 с.

Имянитов И.М., Шифрин К.С. Современное состояние исследований атмосферного электричества. УФН 1962. Т. 76. № 4. С. 593-641.

Капица П.Л. О природе шаровой молнии. ДАН СССР. 1955. Т. 101. № 2. С. 245-248. Качурин Л.Г., Бекряев В.И. Исследование процесса электризации кристаллизующейся воды. ДАН СССР. 1960. Т. 130. № 1. С. 57-60.

Колясников Ю.А. Проблемы атмосферного электричества. Препринт. Магадан. СВКНИИ ДВО. 1992. 30 с.

Кунин В.Н. Экспериментальные исследования лабораторного аналога шаровой молнии. Тезисы конференции по атмосферному электричеству. Владимир. 2003.

Кузнецов В.В. Эффекты фазовых переходов при воздействии на вещество энергии высокой плотности. Новосибирск. ИГиГ. 1985. 72 с.

Кузнецов В.В., Плоткин В.В., Нестерова И.И., Поздеева М.С. Унитарная вариация ионосферных параметров. Препринт ИГиГ. Новосибирск. 1988. 30 с.

Кузнецов В.В. и др. Физика Земли. Новый взгляд на некоторые проблемы. Новосибирск: Наука. 1989. 128 с.

Кузнецов В.В. Физика Земли и Солнечной системы. Новосибирск. ИГиГ. 1990. 216 с.

Кузнецов В.В., Павлов А.А., Павлов А.Ф. Результаты наблюдений атмосферного

электрического поля на равнинной среднеширотной обсерватории «Ключи»

(Новосибирск). Новосибирск. ОИГГиМ. 1991. Препринт № 14. 13 с.

Кузнецов В.В., Плоткин В.В., Нестерова Г.В., Нестерова И.И. Унитарная вариация foF2 и солнечная активность. Геомагнетизм и Аэрономия. 1998. Т. 38. № 2. С. 107-111.

Кузнецов В.В., Плоткин В.В., Хомутов С.Ю. и др. Исследование геофизических возмущений при вибросейсмическом зондировании. Геология и геофизика. 1999. Т. 40 № 3. С. 442-456.

Кузнецов В.В., Чернева Н.В., Дружин Г.Н. О влиянии циклонов на атмосферное электрическое поле Камчатки. ДАН 2007. Т. 412. № 4, С. 547-551.

Кузнецов В.В. Чернева Н.В., Бабаханов И.Ю. "Исследования эффектов влияния искусственного облака на величину атмосферного электрического поля" - ФАО. 2007. Т. 43, № 2, С. 237-242.

Кузнецов В.В., Чернева Н.В., Бабаханов И.Ю. "Эксперименты по активному воздействию струи водяного пара на атмосферное электрическое поле" ФАО. 2008.

Кузнецов В.В., Чернева Н.В. Исследование Форбуш-понижений и эффектов терминатора в атмосферном электрическом поле на обсерватории «Паратунка» (Камчатка). Вестник КРАУНЦ. 2008. Вып. 11. № 1. С. 89-97.

Кузнецов В.В. Атмосферное электрическое поле во время полного солнечного затмения 2008 г. ДАН 2010 Т. 435. № 1.

Кутателадзе С.С., Накоряков В.Е. Тепломассообмен и волны в газо-жидкостных системах. Новосибирск. Наука. 1984. 301 с.

Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Гидродинамика. М.: Физматлит. 2001. 732 с.

Марков М.Н., Мустель Е.П. Пространственно-временные эффекты солнечно - земных связей в тропосфере и термосфере. Астрономический журнал. 1983. Т. 60. С. 417-421. Марксон Р. Атмосферное электричество и проблемы связи между солнечной активностью и погодой. Солнечно-земные связи, погода и климат. М.: Мир. 1982. С. 242-264.

Моргунов В.А. Пространственные неоднородности электрического поля как фактор литоионосферных связей. Электрическое взаимодействие геосферных оболочек. М.: ОИФЗ РАН. 2000. С. 106-113.

Натяганов В.Л. Электрокапиллярно-вихревая модель шаровой молнии. ДАН. 2003. Т. 390. № 6. С. 769-772.

Парамонов Н.А. Об унитарной вариации градиента атмосферного электрического потенциала. ДАН СССР. 1950. Т. 70. N 1. С. 37.

Плоткин В.В., Нестерова И.И., Израйлева Н.И. Унитарная вариация foF2 как характеристика глобального состояния ионосферы. Геомагнетизм и Аэрономия. 1992. Т. 32. N 5. C. 195-199.

Пулинец С.А., Хегай В.В., Боярчук К.А., Ломоносов А.М. Атмосферное электрическое поле как источник изменчивости ионосферы. УФН. 1998. Т. 168. № 5. С. 582-589. Пулинец С.А., Лю И.Я., Сафронова И.А. Интерпретация результатов статистического анализа вариаций критической частоты foF2 перед землетрясениями по данным ионосферной станции Чунг-ли (Тайвань). Геомагнетизм и Аэрономия. 2004. Т. 44. № 1. С. 113-118.

Рише Л.Е. Концептуальная схема электрической машины Земли. ДАН. 1997. Т. 356. № 4. С. 538-540.

Рокитянский И.И. Индукционные зондирования Земли. Киев: Наукова Думка. 1981. Руленко О.П. Оперативные предвестники землетрясений в электричестве приземной атмосферы. Вулканология и сейсмология. 2000. № 4. С. 57-68.

Руленко О.П. Некоторые особенности проявления аномалий электрического поля в приземной атмосфере перед землетрясениями. Сб. Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. ИВГиГ ДВО РАН. Петропавловск-Камчатский. 2001. С.75-81.

Сингер С. Природа шаровой молнии. М.: Мир. 1973. 240 с.

Смирнов Б.М. Проблема шаровой молнии. М.: Наука. 1988.

Стаханов И.П. О природе шаровой молнии. Письма в ЖЭТФ. 1973. Т. 18. № 3. С. 193-196.

Стаханов И.П. О физической природе шаровой молнии. М.: Научный мир. 1996. 264 с.

Степанов С.И., Егоров А.И., Шабанов Г.Д. Долгоживущие светящиеся плазмоиды, возникающие при электрическом разряде во влажном воздухе. Тезисы конференции по атмосферному электричеству. Владимир. 2003.

Струминский В.И., Татаринов С.П. Струнный электростатический флюксметр. Труды II Всесоюзного симпозиума по атмосферному электричеству. Л.: 1984. 86 с.

Тамм И.Е. Основы теории электричества. М.: Наука. 1966. 623 с.

Тверской П.Н. Атмосферное электричество. Л.: Гидрометеоиздат. 1949. 252 с.

Торчигин В.П. О природе шаровой молнии. ДАН. 2003. Т. 389. № 1. С. 41-44.

Фейнман Р., Лейтон Р., Сэндс М. Фейнмановские лекции по физике. Т. 5. М.: Мир. 1966. Фортов В.Е., Храпак А.Г., Храпак С.А. и др. Пылевая плазма. УФН. 2004. Т. 174. № 5. С. 495-544.

Френкель Я.И. Теория явлений атмосферного электричества. Л-М. Гостехиздат. 1949. 155 с.

Френкель Я.И. Кинетическая теория жидкости. Л.: Наука. 1975. 345 с.

Фуров Д.В. Получение и параметры долгоживущих плазменных образований в свободной атмосфере. Тезисы конференции по атмосферному электричеству. Владимир. 2003. Швейдлер Э. Сохранение электрического заряда Земли. М, Л.: ОТЛ. 1936. 75 с.

Carlson B.E., Inan U.S. A novel technique for remote of thunderstorm electric field via Kerr effect and sky polarization. Geoph. Res. Lett. 2008. V. 35, L22806, doi 1029/2008 GL035922. . Frank L.A., Craven J.D., Burch J.L., Winningham J.D. Polar views of the Earth's aurora with Dynamics Explorer. Geoph. Res. Lett. 1982. V. 9. N. 9. 1001-1004.

Frank L.A. et al., The Theta Aurora. J. Geoph. Res. 1986. V. 91. 3177-3224.

Freir G.D. Auroral effects on the Earth electric field. J. Geophys. Res. 1967. V. 66. P. 2695-2702.

Hampton D.L., Heavner M.J., Wescott E.M., Sentman D.D. Optical spectral characteristics of sprites. Geoph. Res. Lett. 1996. V. 23. P. 89-92.

Hays P.B., Roble R.G. A Quasi-Static Model of Global Atmospheric Electricity. 1. The Lower Atmosphere. J. Geoph. Res. 1979. V. 84. N. A7. P. 3291-3305.

Inan U.S., Bell T.F., Pasko V.P., Sentman D.D., Wescott E.M., Lyons W.A. VLF signatures of ionospheric disturbances associated with sprites. Geoph. Res. Lett. 1995. V. 22. P. 3461-3464. Inan U.S., Slingeland A., Pasko V.P., Rodriges J.V. VLF and LF signatures of

mesospheric/lower ionospheric response to lighting discharges. J. Geophys. Res. 1996. V. 101. P. 5219-5238.

Kane, R.P. Particle precipitation in the ionospheric F-2 region at location in vicinity of the south atlantic magnetic anomaly. Ann. Geophys. 1982. V.38. N. 6. P. 841-848.

Kuznetsov V.V., Plotkin V.V., Nesterova I.I., Pozdeeva M.S. Universal diurnal variation of F2layer critical frequency // J. Geomagn. Geoelectr. 1990. V. 42. N 10. P. 1237.

Kuznetsov V.V., Plotkin V.V., Nesterova I.I., Izraileva N.I. Universal Diurnal Variation of F₂-Layer Critical Frequency as Characteristic of Global Ionosphere Condition. J. Geomagn. Geoelectr. 1993. V. 45. 1175-1179.

Kuznetsov V.V., Plotkin V.V., Khomutov S.Y. Acoustic, electromagnetic and ionospheric disturbances during the vibroseismic sounding. Geophys. Res. Lett. 1999. V. 26. P. 2017-2020. Kuznetsov V.V., Plotkin V.V., Khomutov S.Y. et al. Powerful seismovibrators as a possible

source of acoustic and electromagnetic disturbances. Phys. Chem. Earth (A). 2000. V. 25. # 3. P.325-328.

Märcz F. Links between atmospheric electricity and ionospheric absorption due to extraterrestrial influences . J. Geophys. Res. 1976. V. 81. P. 4566-4570.

Märcz F. Short-term changes in atmospheric electricity associated with Forbush decreases. J. Atm. Solar-Terr. Phys. 1997. V. 59. N. 9. P. 975-982.

Mende S.B., Rairden R.L., Swenson G.R. Sprite spectra; N_2 1 PG band identification. Geoph. Res. Lett. 1995. V. 22. P. 2633-2636.

Nickolaenko A.P., Hayakawa M. Natural electromagnetic pulses in the ELF range. Geoph. Res. Lett. 1998. V. 25. P. 3103-3106.

Mareev E.A., Israelsson S., Knudsen E., et al. Studies of an artificially generated electrode effect at ground level. Ann. Geophysical. 1996. V. 14. P. 1095-1101.

Ogawa T. Fair-weather electricity // J. Geophys. Res. 1985. V. 90. P. 5951-5960.

Østgaard N., Mende S.B., Frey H.U., et al. Observation of non-conjugate theta aurora. Geophys. Res. Lett. 2003. V. 30. NO 21. 2125, doi: 10.1029/2003GL017914.

Oyama, K.I., Schlegel K. Anomalous electron temperatures above the South American Magnetic Field Anomaly. Plan. Space Sci. 1984. V. 32. N. 12. P. 1513-1522.

Pasko V.T., Inan U.S., Bell T.F. Blue jets produced by quasi-electrostatic pre-discharge thundercloud fields. Geophys. Res. Lett. 1996. V. 23. P. 301-304.

Pasko V.P., Inan U.S., Bell T.F., Reising S.C. Mechanism of ELF radiation from sprites. Geophys. Res. Lett. 1998. V. 25. P. 3493-3496.

Pinto, Ir. O., Gonzalez W.D. Energetic electron precipitation at the South Atlantic Magnetic Anomaly: a review. J. Atmos. Terr. Phys. 1989. V.51. P. 351-365.

Pinto, Ir., O., W. D. Gonzalez, I.R.C. Pinto, et al. The South Atlantic Magnetic Anomaly: three decades of research. J. Atmos. Terr. Phys. 1992. V. 54. P. 1129-1134.

Rairgen R.L., Mende S.B. Time resolved sprite imagery. Geophys. Res. Lett. 1995. V. 22. P. 3465-3468.

Roble R.G., Hays P.B. A Quasi-Static Model of Global Atmospheric Electricity. 2. Electrical coupling between the upper and lower atmosphere. J. Geoph. Res. 1979. V. 84. P. 7247-7256. Roble R.G. On Solar-Terrestrial relationships in atmospheric electricity. J. Geophys. Res. 1985. V. 90. D4. P. 6000-6012.

Roder H., Braun T., Schuhmann W, et al. Great Sumatra earthquake registers on electrostatic sensor. Eos, Trans. AGU, 2005, V. 86, No 45. P. 445-460.

Rycroft M.J., Israelsson S., Price C. The global electric circuit, solar activity and climate change // J. Atmos. Solar-Terr. Phys.2000. V. 62. P. 1563-1576.

Sato M., Fukunishi H. Global sprite occurrence locations and rates derived from triangulation of transient Schumann resonance events. Geophys. Res. Lett. 2003. V. 30. NO. 16. 1859, doi:10.1029/2003GL017291.

Sao K. Correlation between solar activity and the atmospheric potential gradient at the Earth's surface in the polar regions. J. Atmos. Terr. Phys. 1967. V. 29. P. 213-215.

Sentman D.D., Wescott E.M. Observations of upper atmospheric optical flashes recorded from an aircraft. Geoph. Res. Lett. 1993. V. 20. P. 2857-2860.

Sentman D.D., Wescott E.M., Osborn D.L., Hampton D.L., Heavner M.J. Preliminary results from the Sprite-94 campaign: red sprite. Geoph. Res. Lett. 1995. V. 22. P. 1205-1208.

Sukhorukov A.I., Mishin E.V., Stubbe P. On blue jet dynamics. Geoph. Res. Lett. 1996. V. 23. P. 1625-1628.

Yukhimuk V., Roussel-Dupre R.A., Symbalisty E.M.D. Optical characteristics of Blue Jets produced by runaway air breakdown, simulation results. Geoph. Res. Lett. 1998. V. 25. P. 3289-3292.

Zadorozhny A.M., Tyutin A.A. Universal diurnal variation of mesospheric electric fields. Adv. Space Res. 1997. V. 20. P. 2177-2180.