

№ п/п	Название	Печатная или на правах рукописи	Издание, журнал (назв., номер, год) или номер авторск. свидетельства	Кол-во печатн. страниц	Фамилии соавторов
1	О размерах частиц атмосферного аэрозоля в отражающих слоях, появляющихся после сильных солнечных вспышек	Печ.	Радиофизика и электроника 2002г. Т.7 №3 стр. 509-512	4	Гончаренко Ю.В. Кивва Ф.В.

## О РАЗМЕРАХ ЧАСТИЦ АТМОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ В ОТРАЖАЮЩИХ СЛОЯХ, ПОЯВЛЯЮЩИХСЯ ПОСЛЕ СИЛЬНЫХ СОЛНЕЧНЫХ ВСПЫШЕК

Гончаренко Ю.В., Кивва Ф.В.

*Институт радиофизики и электроники им. А.Я.Усикова НАН Украины,  
12, ул.Ак. Проскуры, Харьков, 61085, Украина  
E-mail: YGonch@ire.kharkov.ua*

Рассмотрена гипотеза влияния аэрозольных слоев, появляющихся после сильных солнечных вспышек, на изменения температурного профиля средней и нижней атмосферы. Ожидаемые размеры аэрозольных частиц не противоречат физике водных аэрозолей и примерно соответствуют максимуму распределения «Н» Демиджяна для высотных и стратосферных аэрозолей.

Розглянута гіпотеза впливу аерозольних шарів, що виникають після сильних сонячних спалахів, на зміни температурного профілю середньої та нижньої атмосфери. Очікувані розміри аерозольних часток не суперечать фізиці водяних аерозолів та приблизно відповідають максимуму розподілу „Н” Демиджяна для висотних та стратосферних аерозолів.

Влияние солнечной активности на погоду и климат привлекает внимание исследователей уже более сотни лет, но до настоящего времени достоверные модели, которые объясняют такое влияние, еще не предложены. Известно, что вариации полного потока излучения Солнца, называемого солнечной постоянной, составляют 0,1-0,2%, что значительно меньше величины 1-2%, которая необходима для того, чтобы могли действовать механизмы прямого влияния на погоду [1, 2]. Не смотря на это, существует большое количество свидетельств того, что вариации солнечной активности являются причиной изменения погоды и климата на планете [1, 2]. Можно предположить, что существуют нелинейные механизмы, в том числе связанные с фазовыми переходами влаги, под влиянием которых незначительные внешние воздействия могут являться причиной быстрого высвобождения энергии, накопленной атмосферой. Исследование влияния вариаций солнечных (СКЛ) и галактических космических лучей (ГКЛ) на параметры тропосферы имеет важное значение при поиске таких механизмов.

Экспериментальные исследования высотного температурного профиля средней и нижней атмосферы показали, что он изменяется после сильных солнечных вспышек. Кривая 1 рис.1 показывает изменение температуры атмосферы ( $\Delta T$ ) после солнечной вспышки [3]. Теоретические расчеты с использованием одномерной плоской модели атмосферы [3] объясняет это явление при помощи введения отражающих и поглощающих слоев на высотах от 5 до 20 км. Хорошее соответствие между численным моделированием и экспериментальными данными в интервале высот от 5 до 15 км было получено для отражающего слоя на высотах 8-9 км (кривая 2 на рис.1) или погло-

щающего, на высотах 14-16 км (кривая 3 на рис.1) с коэффициентами пропускания около 90%.

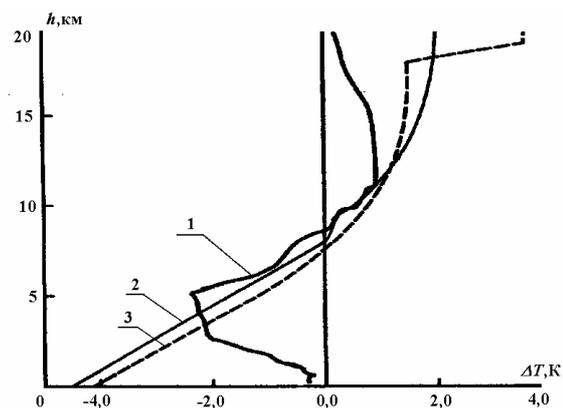


Рис.1 Изменения температурного профиля нижней и средней тропосферы: 1-эксперимент; 2 – модель с отражающим слоем на высотах 8-9 км; 3 – модель с поглощающим слоем на высотах 14-16 км

Очевидно, что при поглощении энергии Солнца слоем происходит разогрев атмосферы на высоте расположения этого слоя (диапазон высот 10-20 км на рис. 1) и ее охлаждение на более низких высотах.

При появлении отражающего слоя на высотах 8-9 км происходит охлаждение атмосферы под слоем и ее разогрев над ним, что также иллюстрируется рис. 1.

Рассмотрим модель с отражающим слоем. Этот слой может состоять из макромолекулярных комплексов, включающих в себя ионы атмосферного газа и молекулы воды. Известно [2], что высокоэнергетичные СКЛ и, модулируемые вариациями солнечного ветра, ГКЛ могут

являться источником ионов и радикалов на высотах 8-20 км. Механизм появления таких ионов и связанных с ними аэрозольных частиц представлен на рис. 2 [4]. Увеличение плотности потока высокоэнергетических СКЛ происходит через 1-2ч после начала солнечной вспышки, а уменьшения интенсивности ГКЛ, называемые Форбуш-эффектом, происходят через 24-48 и более часов после ее начала.

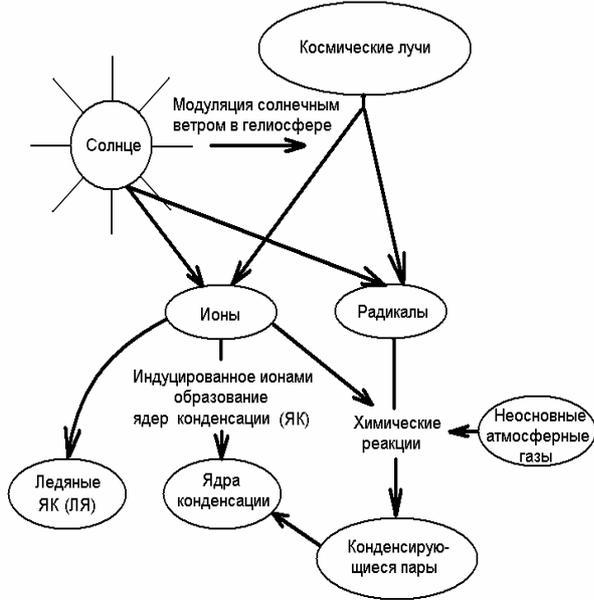


Рис. 2 - Связь ГКЛ и СКЛ с образованием частиц атмосферного аэрозоля.

Такие аэрозольные частицы могут стать ядрами конденсации для атмосферного пара при низких степенях, а иногда и при отсутствии пересыщения [5]. Данный факт объясняется тем, что равновесное давление водяных паров над поверхностью заряженной капли меньше, чем над не заряженной [6].

Предположим, что концентрация этого аэрозоля  $N$  пропорциональна ионной концентрации на этой высоте. В течение сильной солнечной вспышки она может изменяться от  $100 \text{ см}^{-3}$  до  $1000 \text{ см}^{-3}$  [2], следовательно концентрация аэрозолей тоже возрастет примерно на порядок.

Известно, что 98% солнечной энергии приходится на диапазон длин волн от 0.2 до 3 мкм [7] (рис. 3) и эта энергия примерно постоянна во времени. Таким образом, следует рассматривать влияние атмосферного аэрозоля на перенос электромагнитной энергии преимущественно в этом диапазоне длин волн.

Важным параметром, характеризующим поведение вещества в электромагнитном поле, является его комплексная диэлектрическая проницаемость  $\epsilon$ .

$$\epsilon = \epsilon' - i\epsilon'', \quad (1)$$

где:

$\epsilon'$  – характеризует поляризационные свойства вещества;  $\epsilon''$  – характеризует поглощение веществом электромагнитной энергии.

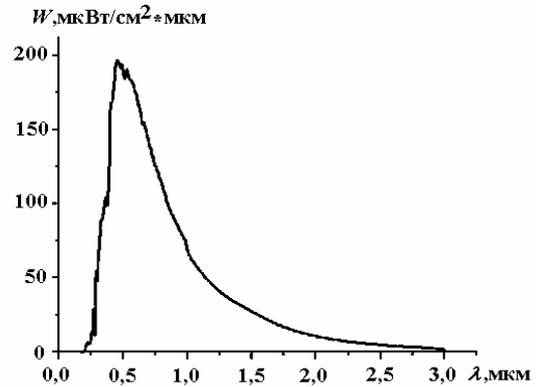


Рис.3  $W(\lambda)$  – Спектр потока солнечной энергии

В исследуемом диапазоне волн диэлектрическая проницаемость чистой воды  $\epsilon = 1.322 - i0.00001$  [8]. Вследствие малого значения мнимой части будем анализировать лишь механизм рассеяния от капель, не оценивая поглощение в них электромагнитной энергии.

**Оценка размеров частиц атмосферного аэрозоля в отражающем слое.** Известно, что размер частиц атмосферного аэрозоля сильно варьируется в зависимости от их природы и условий появления и может быть соизмерим с длиной волны. Поэтому для расчета рассеяния электромагнитных волн на частицах аэрозоля необходимо использовать уравнения Ми.

$$K_{bs}(\epsilon, x) = \frac{2}{\pi^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1)(|a_n|^2 + |b_n|^2), \quad (2)$$

где

$$x = \frac{2\pi r}{\lambda}; \quad (3)$$

$$a_n = \frac{A_n(\epsilon x)\psi_n(x) - \epsilon\psi_n'(x)}{A_n(\epsilon x)\xi_n(x) - \epsilon\xi_n'(x)}, \quad (4)$$

$$b_n = \frac{\epsilon A_n(\epsilon x)\psi_n(x) - \psi_n'(x)}{\epsilon A_n(\epsilon x)\xi_n(x) - \xi_n'(x)}$$

$$\psi_n(x) = \sqrt{\frac{\pi x}{2}} J_{n+1/2}(x); \quad (5)$$

$$\xi_n(x) = \sqrt{\frac{\pi x}{2}} [J_{n+1/2}(x) + (-1)^n i J_{-n-1/2}(x)]; \quad (6)$$

$$A_n(\varepsilon x) = \frac{\psi'_n(\varepsilon x)}{\psi(\varepsilon x)}; \quad (7)$$

Здесь:

$J_{n+1/2}$  и  $J_{-n-1/2}$  функции Бесселя;  $\varepsilon = \varepsilon' - i\varepsilon'' = 1.322 - i0.00001$  – комплексная диэлектрическая проницаемость воды в диапазоне радиоволн 0.2-3 мкм;  $\xi' = \frac{d\xi}{dx}$ ,  $\psi' = \frac{d\psi}{dx}$  – частные производные по  $x$ .

Для расчетов коэффициентов Ми  $a_n$  и  $b_n$  (4,7) использовался алгоритм Дермиджяна [8], оптимизированный, с целью уменьшения времени счета, для расчета на ЭВМ.

Множитель ослабления (дБ/км) определялся при помощи закона Бугера:

$$\alpha_{scat}(x, \varepsilon) = 1.346439 * 10^{-2} * \int_{R_1}^{R_2} r^2 N f(r) K_{bs}(x, \varepsilon) dr, \quad (8)$$

где

$N$  – концентрация аэрозолей ( $\text{см}^{-3}$ );  $r$  – радиус капель (мкм);  $f(r)$  – закон распределения капель по размерам.

Для оценочных расчетов предположим, что диаметр капель атмосферного аэрозоля постоянен вследствие одинаковых физических условий их образования.

Интегральный коэффициент ослабления электромагнитных волн слоем в диапазоне длин волн 0,2-3 мкм  $V(r)$  определяется (9):

$$V(r) = \frac{1}{W_0} \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} K_{scat}\left(\frac{2\pi r}{\lambda}, \varepsilon\right) W(\lambda) d\lambda \quad (9)$$

где:

$W_0$  – солнечная постоянная ( $W_0 = 1373 \pm 20$  Вт/м<sup>2</sup> [7]);  $W(\lambda)$  – спектр потока солнечной энергии.

Экспериментальные исследования таких слоев в институте метеорологии им. Макса Планка (г. Гамбург) показали, что их толщина может находиться в диапазоне 0,5 – 1,5 км [9]. На рис.4

приведен пример такого слоя. Данные были получены при помощи лидаров с длиной волны 1064 нм в Барселоне и Гамбурге 12 сентября 2000г во время солнечной вспышки [9]. Из рисунка видно, что на высотах 10-12 км располагается слой, характеризующийся большими значениями рассеяния. К сожалению, по приведенным экспериментальным данным можно судить лишь о толщине аэрозольного слоя (около 1,5 км) и невозможно оценить его мощность.

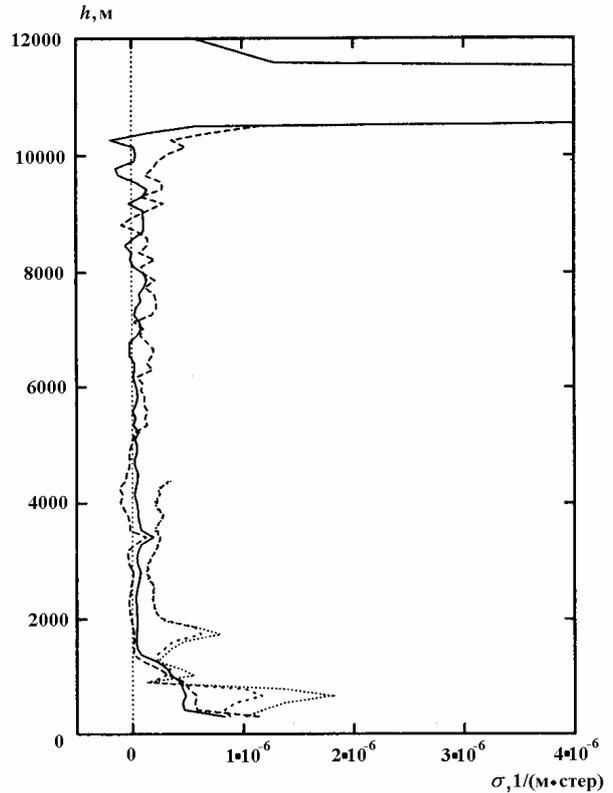


Рис. 4 Профиль рассеяния от аэрозолей в Барселоне и Гамбурге 12 сентября 2000г

Результаты расчетов коэффициента прозрачности  $W$  для отражающего слоя толщиной 1км с довспышечной концентрацией аэрозольных частиц  $100 \text{ см}^{-3}$  (кривая 1), и послевспышечной  $1000 \text{ см}^{-3}$  (кривая 2) представлены на рис. 5. Из рисунка следует, что при радиусе аэрозольных частиц  $r = 0,2$  мкм и их концентрации  $N = 100 \text{ см}^{-3}$  слой не оказывает существенного влияния на передачу солнечной энергии. Но, после солнечной вспышки, когда концентрация аэрозольных частиц возрастает до  $N = 1000 \text{ см}^{-3}$ , 10% энергии будет отражаться в верхние слои атмосферы.

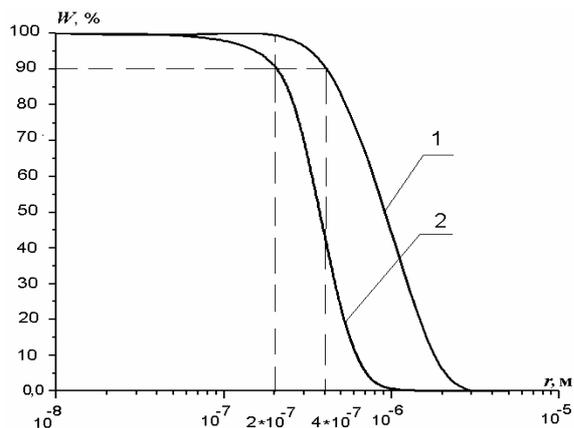


Рис. 5 - Коэффициент прозрачности  $W$ : 1-для слоя с  $N=100$ ; 2 – для слоя с  $N=1000$ .

**Выводы.** Как видно из рис. 5, предполагаемый средний размер аэрозольных частиц, равный 0,2 мкм, (точка 1 на рис. 6) не противоречит физической природе водных аэрозолей и примерно соответствует максимуму распределения дымок «Н» Дермиджяна [10] для высотных и стратосферных аэрозолей, приведенной на рис. 6.

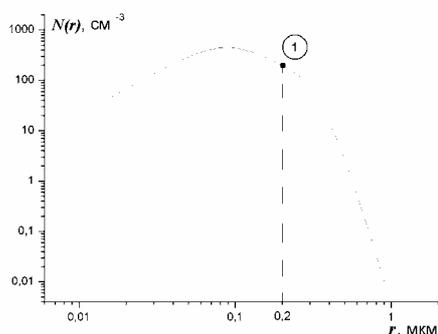


Рис.6 – Функция распределения дымок «Н» по Дермиджяну

Таким образом, ионы, образовавшиеся в верхней тропосфере под действием высокоэнергетичных СКЛ и сконденсировавшийся на них водяной пар, могут вызывать экспериментально зафиксированные изменения высотного температурного профиля нижней атмосферы. Такие явления, приводящие к очаговому изменению высот изобарических поверхностей вызывают дополнительные вертикальные и горизонтальные градиенты давления. Они могут приводить к появлению приземных и приподнятых тропосферных волноводов, играющих важную роль в распространении радиоволн.

Полученные результаты важны тем, что они могут являться подтверждением нелинейного

механизма воздействия солнечной активности на метеопараметры тропосферы. С его помощью малое внешнее воздействие (СКЛ), не превышающее 0,1% от солнечной постоянной, может приводить к 10%-ному уменьшению общего количества энергии, поступающего в тропосферу.

1 - Мирошниченко Л.И. Солнечная активность и Земля - М.: Наука, 1981. -95с.

2 - Солнечно-земные связи, погода и климат. Под ред. Б. Мак-Кормака и Т.Семеги - М.: Мир, 1982.-376с.

3 - Пудовкин М.И., Дементьева А.Л. Вариации высотного профиля температуры в нижней атмосфере во время солнечных событий // Геомагнетизм и аэронавигация. - 1997.- 37, №3. С84-91.

4 - European organization for nuclear research. A study of the link between cosmic rays and clouds with cloud chamber at the Cern Ps. SPSC, 24 April 2000. - 107p.

5 - F.Raes, A. Janssens, R.V. Dingenen The role of ion-induced aerosol formation in the lower atmosphere. // J. Aerosol Sci. - 1986 - №17. pp 466-472.

6 - Дас Гупа Н.Н., Гош С.К. Камера Вильсона и ее применение в физике - М.: Гос. Изд-во иностр. лит., 1947.-162с.

7- Оран. Р. Вайт. Поток солнечного излучения и его вариации - М.: Мир, 1980.- 418с.

8 - Дейрменджан Д. Рассеяние электромагнитного излучения сферическими полидисперсными частицами - М.: Мир. 1971, - 965с Max Planck Institute for Meteorology. Report N337 «Lidar intercomparisons on algorithm and system level in frame of EARLNET» by Volker Mattias et al. Hamburg, May 2002.- 67p.

10 - Айвазян Г.М. Распространение миллиметровых и суб-миллиметровых волн в облаках // Л: Гидрометеоздат, 1991.-479с.

## EVALUATION OF THE ATMOSPHERIC AEROSOL PARTICLE SIZE IN THE REFLECTIVE LAYER PRODUCED BY STRONG SOLAR FLARES

F.V.Kivva, Yu. V. Goncharenko

The hypothesis about aerosol layers, produced by strong solar flares, influence on variations low and middle atmosphere temperature profile is consider. Estimated aerosol particle size doesn't conflict with water aerosol physics and approximately corresponds with maximum of H-distribution for stratospheric aerosols.