

О ВЛИЯНИИ ВОДНЫХ И ВОДНО-КИСЛОТНЫХ АЭРОЗОЛЕЙ НА ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЙ БАЛАНС ТРОПОСФЕРЫ ВО ВРЕМЯ СОЛНЕЧНО-ПРОТОННЫХ СОБЫТИЙ

А. Л. Коворотный, Ю. В. Гончаренко, В. Н. Горобец

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

Рассмотрено влияние водных и водно-кислотных аэрозольных слоев, образующихся во время солнечно-протонных событий, на энергетический баланс земной атмосферы в высоких широтах. Показано, что во время солнечных вспышек поток солнечной энергии, достигающий поверхности Земли, может уменьшаться на 6–11 % за счет отражения от аэрозольного слоя, образовавшегося в результате ионизирующего воздействия высокоэнергетичных солнечных протонов. Ил. 5. Табл. 1. Библиогр.: 16 назв.

Ключевые слова: солнечная активность, солнечные космические лучи, галактические космические лучи, солнечно-протонное событие, аэрозольный слой, тропосфера.

В настоящее время не вызывает сомнений факт, что солнечная активность может оказывать влияние на погоду и климат на Земле [1, 2]. Это подтверждают многочисленные экспериментальные факты, устанавливающие корреляционные и другие связи показателей солнечной активности (площадь солнечных пятен, числа Вольфа, время их прохождения через центральный меридиан, рекуррентные явления в атмосфере, связанные с вращением Солнца и др.) с показателями состояния магнито-, ионо- и тропосферы [1, 3].

В настоящее время механизмы этих влияний раскрыты не полностью, что дает основание для их отрицания скептиками, а с другой стороны, стимулирует их интенсивный поиск, включая анализ сложных моделей, в том числе опосредованных (эффект Форбуша) и обусловленных чувствительными к солнечному агенту изменениями состояния вещества, фазовыми переходами влаги, ядрами конденсации и другими показателями состояния атмосферы [1–3].

Особый интерес вызывают триггерные эффекты, связанные с относительно медленным накоплением энергии Солнца в веществе, например, в температуре воды океана и ее быстром освобождении, которое связано с самоорганизацией волновых процессов в нелинейных системах, находящихся вблизи границ фазовой устойчивости [1].

В работах [2–4] высказано предположение, что одним из механизмов, приводящих к изменению параметров атмосферы во время солнечно-протонных событий (СПС), являются процессы образования водных и водно-кислотных аэрозолей на заряженных частицах, в частности, на ионах, электронах, μ -мезонах и т. д., сопутствующих СПС или генерируемых в атмосфере в процессе взаимодействия волновых и корпускулярных потоков с атмосферой Земли. Однако численных оценок влияния таких аэрозолей, учи-

тывающих их концентрацию, химический состав и распределения по размерам, в рассматриваемых моделях не приводится.

Цель данной работы – количественная оценка влияния аэрозольных образований на энергетический баланс атмосферы.

1. Оптический механизм влияния СПС на параметры средней и нижней атмосферы.

Существует несколько механизмов влияния СПС на состояние средней и нижней атмосферы Земли [3]. Рассмотрим одну из моделей влияния СПС на состояние земной атмосферы, связанную с генерацией СПС водных и водно-кислотных аэрозолей преимущественно в высокоширотной атмосфере, приводящих к перераспределению энергетических потоков между нижней и верхней тропосферой [3, 4]. При этом происходит изменение прозрачности земной атмосферы за счет рассеяния и поглощения электромагнитной энергии на аэрозольных частицах, продуцированных СПС (оптический механизм или модель атмосферного фильтра).

На рис. 1 схематично представлен баланс атмосферы [4]. Видно, что на радиационный баланс атмосферы существенное влияние могут оказывать аэрозольные образования с вертикальной и горизонтальной пространственной неоднородностью. Ослабление солнечного излучения, идущего к Земле, происходит за счет поглощения и отражения солнечной энергии на аэрозольных частицах и достигает 53 % [4], что может оказывать влияние на энергетический баланс атмосферы и метеопроцессы, происходящие в ней. Можно предположить, что вариации солнечных космических лучей влияют на физические процессы, протекающие в атмосфере Земли.

В работе [5] приведены данные по изменению температуры на различных высотах во время СПС, полученные на станции Соданкюля (Финляндия). Показано, что во время СПС на высоте $h < 8$ км наблюдается охлаждение тропо-

сферы, а на высоте $h > 8$ км – ее нагревание, что может быть следствием ее экранирования аэрозольными образованиями.

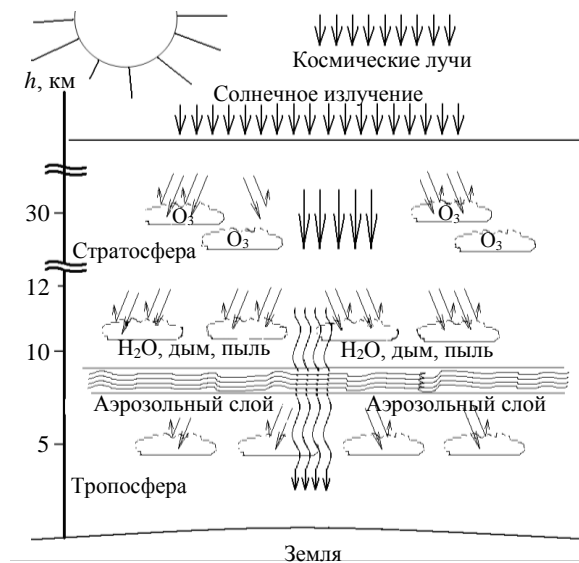


Рис. 1. Энергетический баланс атмосферы

Моделирование, представленное в работе [5], показало, что полученные экспериментальные данные по изменению температурного профиля можно объяснить введением слоя с коэффициентом отражения $R = 0,1$ на высоте 8...10 км (рис. 2).

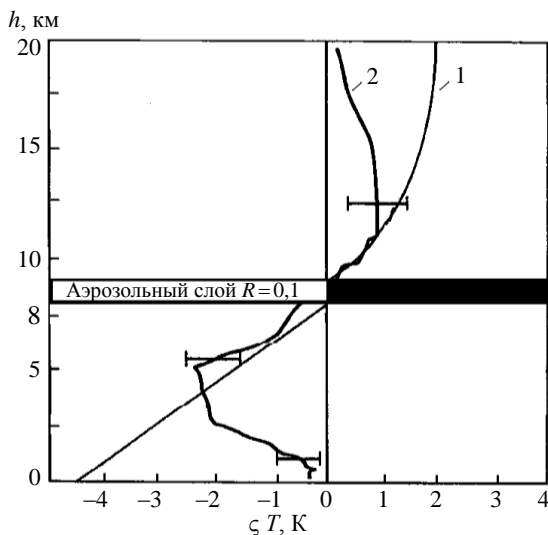


Рис. 2. Изменения температурного профиля нижней и средней тропосферы: 1 – модель с отражающим слоем на высотах 8...9 км; 2 – эксперимент

Солнечная энергия, отраженная таким слоем в верхнюю полусферу, нагревает атмосферу, находящуюся над аэрозольным слоем. Воздух, находящийся на меньших высотах, остывает. Таким образом, СПС сопровождается увеличением

скорости и плотности потока высокоэнергетичных солнечных протонов, которые проникают в нижнюю атмосферу высокоширотных районов, увеличивая ее ионизацию и приводя к уменьшению прозрачности атмосферы [6, 7, 8]. Поскольку повышенная активность Солнца может приводить к увеличению концентрации ионов на высотах 10...15 км с 100 см^{-3} до 1000 см^{-3} [1], можно предположить, что концентрация аэрозолей на этих высотах также возрастет примерно на порядок. Известно, что 98 % солнечной энергии приходится на диапазон длин волн 0,2...3 мкм [9], и эта энергия примерно постоянна во времени, поэтому следует рассматривать влияние атмосферного аэрозоля на перенос энергии преимущественно в этом диапазоне длин волн (рис. 3).

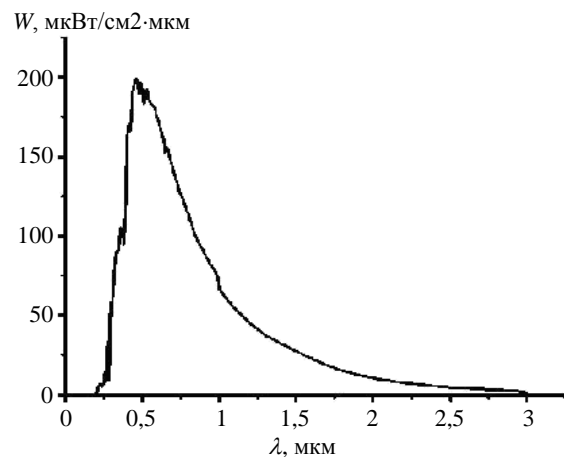


Рис. 3. Спектр потока солнечной энергии

2. Типы атмосферного аэрозоля. Интегральный коэффициент ослабления солнечного излучения в тропосферном аэрозоле зависит от многих факторов, в том числе от природы аэрозоля, размеров частиц и их концентрации. Обычно из всего разнообразия аэрозолей выделяют четыре основных типа тропосферного аэрозоля [4]:

- природный и антропогенный аэрозоль, продуцированный из газовой фазы;
- минеральный (почвенно-эрозийный);
- морской аэрозоль;
- органический аэрозоль.

По размерам частиц тропосферного аэрозоля можно выделить три основных типа:

- мелкодисперсный ($r \leq 0,1$ мкм);
- среднелдисперсный ($0,1 \text{ мкм} < r < 1$ мкм);
- грубодисперсный ($r \geq 1$ мкм) [4].

Реальная картина распределения частиц по размерам значительно сложнее, так как всегда существует несколько разнородных источников аэрозольных частиц.

Из всего разнообразия распределений капель и частиц, встречающихся в атмосфере, в работе [10] предложены шесть моделей распреде-

ления частиц по размерам (дымка *M*, *L*, *H*; дождь *M*, *L* и град *H*). Из них для описания аэрозольных частиц выделяют первые три модели. Так, дымка *M* характерна для морских и прибрежных аэрозолей, состоящих в основном из солевых частиц. Их концентрация над океаном может достигать 100 см^{-3} , но в среднем составляет $\sim 1 \text{ см}^{-3}$. Дымка *L* характерна для аэрозолей континентального происхождения, появляющихся вследствие эрозии почвы и вулканических извержений. Дымка *H* описывает распределение высотного и стратосферного водного аэрозоля, а также субмикронных частиц в слоях пыли.

Другие составляющие атмосферы, например, соединения азотной или серной кислоты, также могут входить в компонент атмосферного аэрозоля. Согласно Дикинсону [11], ядрами конденсации служат атмосферные кластеры, образующиеся при ионизации, а основным атмосферным аэрозолем является смесь серной кислоты с водой.

На рис. 4 представлены функции распределения аэрозольных частиц по размерам для морских, минеральных, водных и водно-кислотных аэрозолей. Применительно к СПС максимальный интерес представляют распределения 3 и 4.

3. Количественная оценка влияния аэрозольных образований на энергетический баланс атмосферы. Предположим, что повышенная активность Солнца может увеличивать концентрацию ионов и других частиц, которые в свою очередь являются ядрами конденсации для водных и водно-кислотных аэрозолей. Рассмотрим рассеяние и поглощение электромагнитной энергии на частицах аэрозолей этих типов.

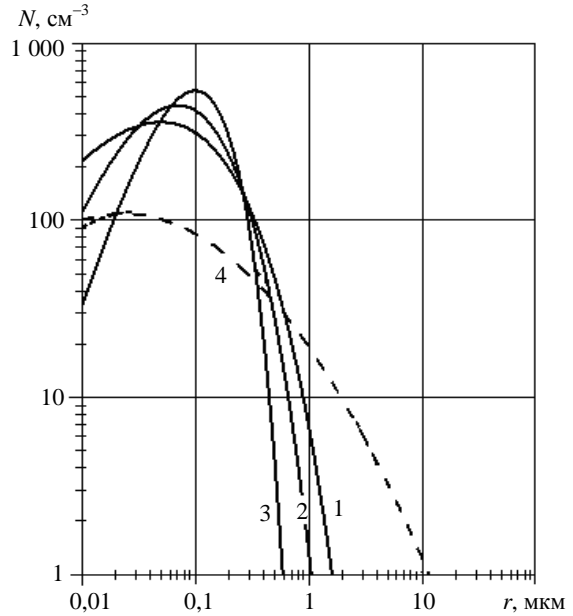


Рис. 4. Функция распределения частиц дымок по размерам: 1 – дымка *M*; 2 – дымка *L*; 3 – дымка *H*; 4 – водно-кислотный аэрозоль; — — — — — распределение Дейрменджана; — — — — — лог-нормальный закон распределения

В таблице приведены оптические константы для водного и водно-кислотных аэрозолей с различным процентным содержанием азотной и серной кислоты в воде, рассмотренные в работах [4, 12, 13]. Видно, что в исследуемом диапазоне длин волн диэлектрическая проницаемость чистой воды и кислотно-водных аэрозолей имеют небольшую мнимую часть, поэтому можно учитывать только механизм рассеяния плоской электромагнитной волны от капель, пренебрегая поглощением.

Оптические константы HNO_3 , H_2SO_4 , H_2O

Вода	Двухкомпонентная смесь			Трехкомпонентная смесь		
	$\text{H}_2\text{O}/\text{HNO}_3$ w % (36/64)	$\text{H}_2\text{O}/\text{HNO}_3$ w % (46/54)	$\text{H}_2\text{O}/\text{HNO}_3$ w % (70/30)	$\text{H}_2\text{SO}_4/\text{HNO}_3/\text{H}_2\text{O}$ w % (4/46/50)	$\text{H}_2\text{SO}_4/\text{HNO}_3/\text{H}_2\text{O}$ w % (21/23/56)	$\text{H}_2\text{SO}_4/\text{HNO}_3/\text{H}_2\text{O}$ w % (28/14/58)
$1,322-i0,000001$	$1,395-i0,02$	$1,39-i0,025$	$1,375-i0,01$	$1,39-i0,005$	$1,365-i0,025$	$1,355-i0,01$

Для упрощения также будем учитывать только однократное рассеяние энергии от сферических частиц различного диаметра. При этом предполагается, что взаимное расстояние между частицами намного больше длины волны.

Интегральный коэффициент ослабления солнечного излучения в диапазоне длин волн 0,2...3 мкм, вносимого аэрозольным слоем с распределением частиц 0,005...2,66 мкм для водно-кислотных аэрозолей и 0,07...1,4 мкм для водных аэрозолей, можно определить из выражения

$$\alpha_{\text{осл}}(r) = \frac{1}{W_0} \int_{r_1}^{r_2} \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \Gamma_{\text{рас}}\left(\frac{2\pi r}{\lambda}, m\right) W(\lambda) d\lambda dr, \quad (1)$$

где W_0 – солнечная постоянная, равная $(1373 \pm 20) \text{ Вт/м}^2$ [9]; $\Gamma_{\text{рас}}$ – коэффициент рассеяния; r – радиус капли, мкм; λ – длина волны, мкм; m – комплексная диэлектрическая проницаемость среды; $W(\lambda)$ – спектр потока солнечной энергии.

Коэффициент рассеяния можно определить, воспользовавшись законом Бугера [10]

$$\Gamma_{\text{рас}} = 1,346439 \cdot 10^{-2} \times \int_{r_1}^{r_2} r^2 N f(r) K_{\text{рас}}(m, x, \theta_1, \theta_2) dr, \quad (2)$$

где N – число капель в 1 см^{-3} ; $f(r)$ – плотность распределения капель по размерам; $K_{\text{рас}}(m, x, \theta_1, \theta_2)$ – коэффициент эффективности рассеяния энергии в диапазоне углов $\theta_1 \dots \theta_2$; $x = kr$ – волновой параметр; k – волновое число.

Формулы, приводимые разными авторами для описания распределения частиц по размерам, могут быть разбиты на эмпирические, подбираемые в соответствии с конкретными экспериментальными данными, и теоретические, выведенные на основе определенных физических представлений о закономерности образования и трансформации аэрозоля.

Для описания широкого диапазона распределений частиц по размерам ($0 \leq r \leq \infty$) Дейрменджаном [14] было предложено эмпирическое четырехпараметрическое уравнение

$$f(r) = A_1 r^{\alpha_1} \exp[-b_1 r^{\gamma_1}], \quad (3)$$

где постоянные A_1, b_1, α_1 и γ_1 – положительные вещественные числа, связанные между собой и характеризующие плотность распределения частиц по размерам.

В работе [4] для описания распределения частиц водно-кислотных аэрозолей предложено использовать логнормальный закон распределения

$$f(r) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} \exp\left[-\frac{(\ln r - d_\Gamma)^2}{2\sigma^2}\right], \quad (4)$$

где σ – геометрическая стандартная девиация, равная 1,86; d_Γ – средний диаметр частицы, равный 0,139 мкм.

Коэффициент эффективности рассеяния энергии в диапазоне углов $\theta_1 \dots \theta_2$ будем рассчитывать с учетом соотношения энергии, рассеянной в заднюю полусферу, к общей энергии, приходящей на частицу

$$K_{\text{рас}}(m, x, \theta_1, \theta_2) = k_i(\theta_1, \theta_2) \cdot k_{\text{рас}}(m, x), \quad (5)$$

где $k_{\text{рас}}$ – эффективность рассеяния; $k_i(\theta_1, \theta_2)$ – коэффициент, учитывающий соотношение потоков энергии, переизлученной частицей в диапазоне углов $\theta_1 \dots \theta_2$.

Эффективность рассеяния, создаваемого отдельной каплей, вычисляется по формуле

$$k_{\text{рас}}(m, x) = \frac{2}{x^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1)(|a_n|^2 + |b_n|^2), \quad (6)$$

где a_n и b_n – основные коэффициенты Ми; n – положительные целые числа.

Учтем, что размеры аэрозольных частиц соизмеримы с длиной волны, поэтому для расчета параметров ослабления, вносимых аэрозольными частицами, можно использовать уравнения Ми [10].

Основные коэффициенты Ми a_n и b_n выражаются через функции Риккати-Бесселя [14]:

$$a_n = \frac{A_n(y)\psi_n(x) - m\psi_n'(x)}{A_n(y)\zeta_n(x) - m\zeta_n'(x)}, \quad (7)$$

$$b_n = \frac{mA_n(y)\psi_n(x) - \psi_n'(x)}{mA_n(y)\zeta_n(x) - \zeta_n'(x)}, \quad (8)$$

а мнимый аргумент входит только в отношение

$$A_n(y) = \frac{\psi_n'(y)}{\psi_n(y)}, \quad (9)$$

где

$$y = mx.$$

Интенсивность рассеянного излучения от аэрозольных частиц, имеющих сферическую форму, в некоторой точке на расстоянии r' от частицы будет равна [15]

$$I(\theta) = \frac{I_0(i_1(x, m, \theta) + i_2(x, m, \theta))}{2k^2 r'^2}, \quad (10)$$

где I_0 – интенсивность неполяризованного падающего излучения; i_1, i_2 – параметры интенсивностей.

Соотношение потоков энергии, рассеянной частицей в диапазоне углов $\theta_1 \dots \theta_2$, определим как

$$k_i(\theta_1, \theta_2) = \frac{\int_{\theta_1}^{\theta_2} I d\theta}{\int_0^{\theta_2} I d\theta} = \frac{\int_{\theta_1}^{\theta_2} [i_1(x, m, \theta) + i_2(x, m, \theta)] d\theta}{\int_0^{\theta_2} [i_1(x, m, \theta) + i_2(x, m, \theta)] d\theta}. \quad (11)$$

Параметры интенсивности i_1, i_2 связаны с комплексными амплитудами рассеяния $S_1(\theta)$ и $S_2(\theta)$ соотношениями

$$i_1(x, m, \theta) = S_1 \cdot S_1^*, \quad (12)$$

$$i_2(x, m, \theta) = S_2 \cdot S_2^*. \quad (13)$$

Решение Ми дает комплексное выражение для амплитуд рассеяния $S_1(\theta)$ и $S_2(\theta)$ в виде сходящихся рядов, записанных следующим образом:

$$S_1(x, m, \theta) = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} (a_n \pi_n(\theta) + b_n \tau_n(\theta)); \quad (14)$$

$$S_2(x, m, \theta) = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} (b_n \pi_n(\theta) + a_n \tau_n(\theta)), \quad (15)$$

где π_n , τ_n – коэффициенты рядов Ми, зависящие от угла θ .

Коэффициенты π_n и τ_n выражаются через полиномы Лежандра и их производные:

$$\pi_n(\theta) = \cos(\theta) \frac{2n-1}{n-1} \pi_{n-1}(\theta) - \frac{n}{n-1} \pi_{n-2}(\theta); \quad (16)$$

$$\tau_n(\theta) = \cos(\theta) [\pi_n(\theta) - \pi_{n-2}(\theta)] - (2n-1) \sin^2(\theta) \pi_{n-1}(\theta). \quad (17)$$

Результаты численных расчетов коэффициента ослабления (1) солнечного излучения аэрозольным слоем толщиной 1 км [16] во время спокойной атмосферы с концентрацией частиц 10^2 см^{-3} и во время СПС, когда концентрация аэрозолей может увеличиваться до 10^3 см^{-3} при высоте Солнца над горизонтом 45° , представлены на рис. 5

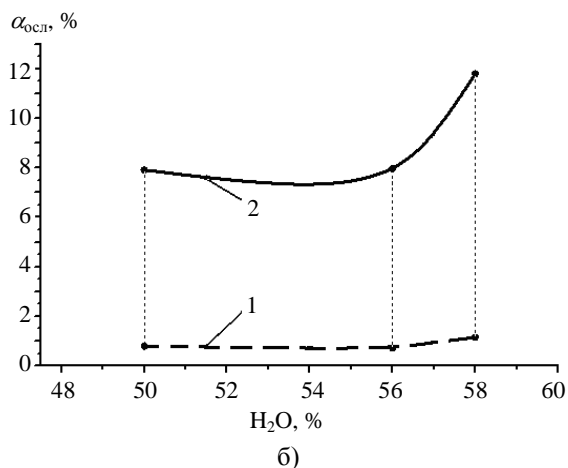
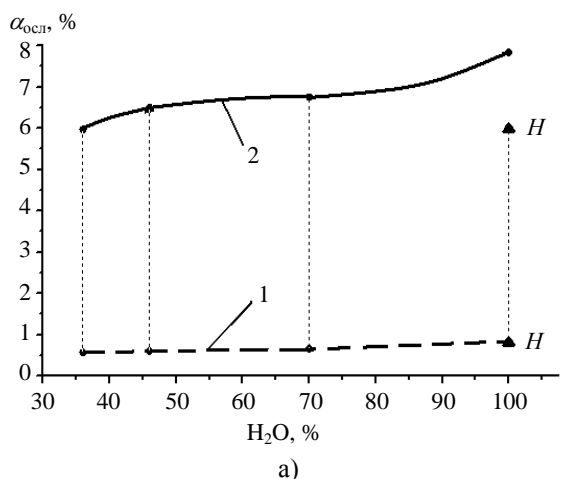


Рис. 5. Коэффициент ослабления электромагнитной энергии аэрозольным слоем во время СПС: а) – двухкомпонентная смесь (H_2O и HNO_3); б) – трехкомпонентная смесь (H_2SO_4 , HNO_3 и H_2O)

Из рис. 5 видно, что во время спокойной атмосферы (кривая 1) ослабление солнечного излучения не превышает 1,5 % и не оказывает особого влияния на энергетический баланс тропосферы. Во время мощных СПС (кривая 2), когда концентрация аэрозольных частиц может существенно увеличиваться и превышать фоновые значения в десятки раз, количество энергии, отраженной в верхнюю полусферу, может достигать 6–11 %.

Необходимо отметить, что водный аэрозоль с распределением H (точка H на рис. 5, а) оказывает минимальное воздействие на перенос электромагнитной энергии. Таким образом, в случае слоя, состоящего только из водного аэрозоля с распределением, характерным для высотных дымок, количество энергии, отраженной в верхние слои атмосферы, не превышает 0,5 % (для спокойных условий) и 6 % (во время мощной солнечной вспышки). Влияние водного аэрозоля с логнормальным распределением (точка, соответствующая влажности 100 %) также незначительно: 0,8 % до вспышки и 7,9 % во время нее.

Влияние трехкомпонентного аэрозоля (рис. 5, б) существенно больше и достигает 11 % во время СПС для трехкомпонентной смеси $\text{H}_2\text{SO}_4/\text{HNO}_3/\text{H}_2\text{O} = 28/14/58$ %.

Выводы. Таким образом, во время мощных СПС повышенный уровень ионизации нижней стратосферы и тропопаузы в высокоширотных районах может увеличивать количество ядер конденсации для атмосферного аэрозоля приблизительно в 5–10 раз и приводить к появлению аэрозольных слоев повышенной плотности.

Показано, что такие слои могут приводить к ослаблению потока солнечного излучения у поверхности Земли на 11 %. Это не противоречит данным моделирования энергетического баланса атмосферы [5], по результатам которого количество энергии, отраженной в верхние слои атмосферы, может достигать 10–15 % от общего потока солнечного излучения.

В заключение авторы благодарят Ю. И. Малышенко, высказавшему ряд полезных советов по существу работы.

1. Герман Дж. Р. Солнце, погода и климат / Дж. Р. Герман, Р. А. Голдберг. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. – 318 с.
2. Авдюшин С. И. Солнце, погода и климат: сегодняшний взгляд на проблему: обзор / С. И. Авдюшин, А. Д. Данилов // Геомагнетизм и аэронавигация. – 2000. – 40. – № 5. – С. 3–14.
3. Черногор Л. Ф. Физика Земли, атмосферы и геокосмоса в свете системной парадигмы / Л. Ф. Черногор // Радиофизика и радиоастрономия. – 2003. – 8, № 1. – С. 59–106.
4. Ивлев Л. С. Физика атмосферных аэрозольных систем / Л. С. Ивлев, Ю. А. Довгалюк. – СПб.: НИИХ СПбГУ, 1999. – 194 с.
5. Пудовкин М. И. Вариации высотного профиля температуры в нижней атмосфере во время солнечных событий / М. И. Пудовкин, А. Л. Дементьева // Геомагнетизм и аэронавигация. – 1997. – 37, № 3. – С. 84–91.

6. Веретененко С. В. Исследование стратосферного аэрозоля во время солнечных протонных событий января 2005 г. по данным инструмента GOMOS/ENVISAT / С. В. Веретененко, Л. С. Ивлиев, В. А. Ульев // Проблемы Арктики и Антарктики / 30-я РККЛ Санкт-Петербург. – 2008. – № 3. – С. 126–130.
7. Шумилов О. И. Увеличение аэрозольной концентрации в высокоширотной атмосфере при вторжении солнечных протонов релятивистских энергий / О. И. Шумилов, Е. А. Касаткина // Междунар. конф. «Наука и развитие техносферы Заполярья: опыт и вызовы времени»: тез. докл. / Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН. – Апатиты, 2005. – С. 1–6.
8. Shea M. A. A summary of major solar proton events / M. A. Shea, D. F. Smart // Air Force Geophysics Laboratory, Hanscom AFB, Bedford, MA 01731-5000, U.S.A. – 1990. – 29, N 3. – P. 325–330.
9. Оран Р. Уайт. Поток энергии солнца и его изменения / Оран Р. Уайт. – М.: Мир, 1980. – 418 с.
10. Айвазян Г. М. Распространение миллиметровых и субмиллиметровых волн в облаках / Г. М. Айвазян. – Л.: Гидрометеоиздат, 1991. – 480 с.
11. Dickinson R. E. Solar variability and the lower atmosphere / R. E. Dickinson. // Bull. Amer. Meteorol. – 1975. – Soc. 56. – P. 1240.
12. Optical constants of $\text{HNO}_3/\text{H}_2\text{O}$ and $\text{H}_2\text{SO}_4/\text{HNO}_3/\text{H}_2\text{O}$ at low temperatures in the infrared region / C. E. Lund, H. Grothe, A. A. Gola, C. J. Nielsen // Department of Chemistry, University of Oslo Norway / Phys Chem A. – 2005. – 109, N 32. – P. 1–23.
13. Кондратьев К. Я. Аэрозоль и климат: некоторые результаты и перспективы дистанционного зондирования. Тропосферный аэрозоль / К. Я. Кондратьев // Экологическая химия. – 1998. – 7, № 3. – С. 145–163.
14. Дейрменджан Д. Рассеяние электромагнитного излучения сферическими полидисперсными частицами / Д. Дейрменджан; пер. с англ. под ред. К. Я. Кондратьева. – М.: Мир, 1971. – 113 с.
15. Ван де Хюлст Г. Рассеяние света малыми частицами / Г. Ван де Хюлст. – М.: Издательство иностранной литературы, 1961. – 536 с.
16. Lidar intercomparisons on algorithm and system level in frame of EARLNET / Max Planck // Institute for Meteorology / Volker Matthias et al. Hamburgr. – 2002. – N 337. – P. 67.

THE INFLUENCE OF WATER AND WATER-ACID AEROSOL ON THE ENERGY BALANCE OF TROPOSPHERE DURING SOLAR-PROTON EVENTS

A. L. Kovorotniy, Yu. V. Goncharenko,
V. N. Gorobets

The article is considers the influence of water and water-acid aerosol layers on the energy balance of the Earth atmosphere during solar proton events at the high latitudes.

During solar flares, shown that flow of solar energy reached the Earth's surface, may decrease at 6–11 % at the expense of reflection from the aerosol layer, which generate consequently the ionizing effects of high-energy solar protons.

Key words: solar activity, solar cosmic rays, galactic cosmic rays, solar-proton events, aerosol layer, the troposphere.

ВПЛИВ ВОДНИХ І ВОДНО-КИСЛОТНИХ АЕРОЗОЛІВ НА ЕНЕРГЕТИЧНИЙ БАЛАНС ТРОПОСФЕРИ ПІД ЧАС СОНЯЧНО-ПРОТОННИХ ПОДІЙ

О. Л. Коворотный, Ю. В. Гончаренко,
В. М. Горобець

Розглянуто вплив водних і водно-кислотних аерозольних шарів, що утворюються під час сонячно-протонних подій, на енергетичний баланс земної атмосфери у високих широтах. Показано, що під час сонячних спалахів потік сонячної енергії, що досягає поверхні Землі, може зменшуватися на 6–11 % внаслідок відбиття від аерозольного шару, який утворився через іонізуючий вплив високоенергетичних сонячних протонів.

Ключові слова: сонячна активність, сонячні космічні промені, галактичні космічні промені, сонячно-протонна подія, аерозольний шар, тропосфера.

Рукопись поступила 24 февраля 2010 г.