

УДК 621.371:551.510.52
PACS number(s): 92.60.Mt

МОДЕЛЮВАННЯ ВПЛИВУ АЕРОЗОЛЬНИХ ШАРІВ НА ТРОПОСФЕРУ ПІД ЧАС СОНЯЧНО-ПРОТОННИХ ПОДІЙ

О. Коворотний, Ю. Гончаренко

*Інститут радіофізики та електроніки ім. А. Я. Усікова НАН України
вул. ак. Проскури 12, 61085 Харків, Україна
e-mail: kovorotniy@ire.kharkov.ua*

У статті розглянуто вплив аерозольних шарів, що утворюються під час потужних сонячно-протонних подій, на енергетичний баланс атмосфери. Показано, що під час потужних сонячних спалахів потік сонячної енергії, що досягає поверхні Землі, може зменшуватися на 12% за рахунок відбиття від аерозольного шару, що утворився внаслідок іонізуючого впливу високоенергетичних сонячних протонів.

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

Як відомо, великий вплив на метео- та кліматичні умови на Землі надає підвищена активність Сонця [1]. Сонячна активність (СА) характеризується різними чинниками, такими, як щільність та швидкість потоку сонячного вітру, щільність потоку високоенергетичних сонячних протонів та електронів (сонячних космічних променів (СКП)), щільністю потоку галактичних космічних променів (ГКП) та ін.

Сонячні та космічні промені, проникаючи у стратосферу та верхню тропосферу, сприяють появі іонів, які можуть бути ядрами конденсації для молекул водяної пари та інших хімічних сполук [4]. Отже, до одного з можливих чинників впливу сонячної активності на параметри атмосфери варто зачислити атмосферні аерозолі, які є результатом фізичних і хімічних процесів. Одним з механізмів, що забезпечує цей вплив, є зміна прозорості земної атмосфери за рахунок розсіювання та поглинання електромагнітної енергії на аерозольних частинках, продукovanі СКП та ГКП.

На рис. 1 схематично показано енергетичний баланс атмосфери [2]. З рисунка видно, що на радіаційний баланс атмосфери суттєвий вплив можуть надавати аерозольні утворення з яскраво вираженою вертикальною та горизонтальною просторовою неоднорідністю. Ослаблення сонячного випромінювання, що йде до Землі, відбувається за рахунок поглинання та віддзеркалення сонячної енергії на аерозольних частинках, при цьому ослаблення може становити близько 25 і 28%, відповідно [2], що і може робити суттєвий вплив на енергетичний баланс атмосфери та метеопроцеси, що відбуваються в ній.

Відповідно, можна припустити, що варіації СКП та ГКП можуть впливати на фізичні процеси, що відбуваються в атмосфері Землі, особливо це позначається в

періоди підвищеної сонячної активності. Головними параметрами, що характеризують метеопроцеси атмосфери, є температура, вологість, тиск, напрям та сила вітру.

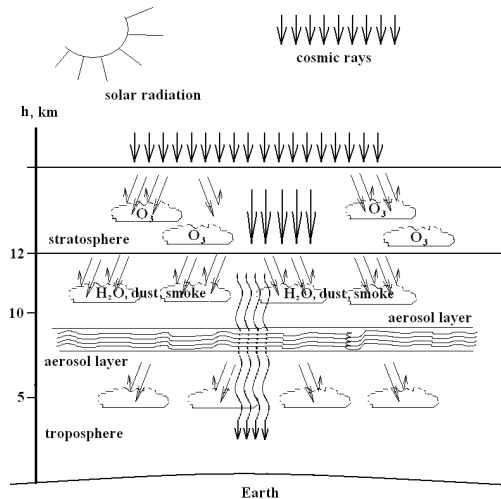


Рис. 1. Енергетичний баланс атмосфери

Зокрема, у праці [5] наведені дані по зміні температури на різних висотах під час сонячно-протонних подій (СПП), отримані на станції Соданкюля (Фінляндія). Показано, що під час СПП в нижній атмосфері простежується охолодження тропосфери ($h < 8$ км) та нагрівання на висотах $h > 8$ км.

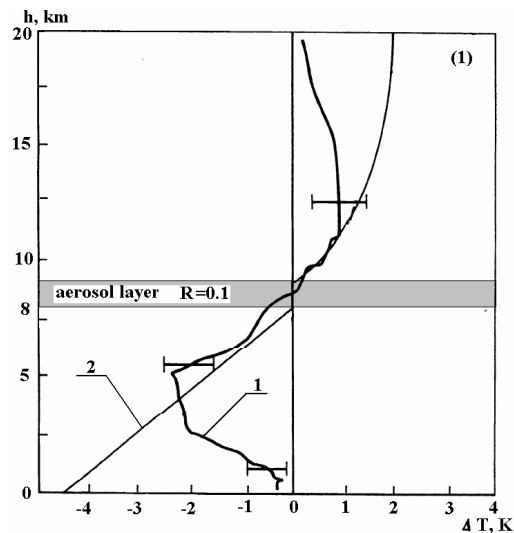


Рис. 2. Зміна температурного профілю нижньої та середньої тропосфери: 1 – експеримент; 2 – модель з віддзеркаленим шаром на висотах 8–9 км

Моделювання, наведене у [5], показує, що отримані експериментальні дані можна пояснити появою аерозольного шару з коефіцієнтом відображення $R = 0,1$ на висоті ~ 8 км (рис. 2), який спричиняє зміну температурного профілю. Сонячна енергія, відображена таким шаром у верхню півсферу, нагріває атмосферу, що знаходиться над аерозольним шаром, при цьому повітря, що знаходиться на менших висотах, охолоджується.

Розглянемо ефективність ослаблення потоку сонячної енергії шарами, що містять аерозолі різних типів, під час сонячно-протонних подій.

Сонячно-протонна подія супроводжується збільшенням швидкості та щільності потоку високоенергетичних сонячних протонів (сонячних космічних променів (СКП)), які потрапляють у нижню атмосферу, збільшуючи її іонізацію та спричинюючи зменшення прозорості атмосфери. Оскільки підвищена активність Сонця може зумовити збільшення концентрації іонів, на висотах 10–15 км, з 100 до 1 000 см^3 [6], можна припустити, що концентрація аерозолів на цих висотах теж зростає приблизно на порядок.

Відомо, що 98% сонячної енергії припадає на діапазон довжин хвиль від 0,2 до 3 мкм [1], та ця енергія приблизно постійна у часі. Отож, варто розглядати вплив атмосферного аерозолі на перенесення електромагнітної енергії переважно у цьому діапазоні довжин хвиль (рис. 3).

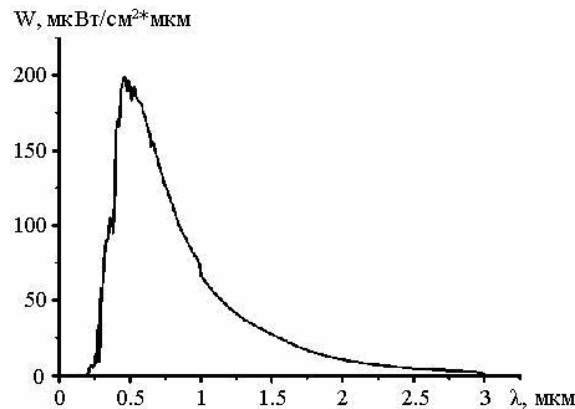


Рис. 3. Спектр потоку сонячної енергії

Розвиток чисельного моделювання клімату зумовлює необхідність надійного обліку впливу аерозолі на клімат на основі розробки моделей аерозольних утворень та оцінки чутливості клімату до різних характеристик аерозолі.

З усього розмаїття аерозолів виділяють чотири основні типи тропосферного аерозолі:

- природний та антропогенний аерозоль, утворюваний з газової фази;
- мінеральний (грунтово-ерозійний);
- морський аерозоль;
- органічний аерозоль.

За розмірами можна виокремити три основні типи частинок у тропосфері: дрібнодисперсні ($r \leq 0,1$ мкм), середньодисперсні ($0,1 \text{ мкм} < r < 1$ мкм) та грубодисперсні з

розмірами часток ($r \geq 1$ мкм) [2]. Справжня картина розподілу часток за розмірами значно складніша, тому що завжди є кілька різнорідних джерел аерозольних часток.

Формули, що їх наводять різні автори для опису розподілу часток, можуть бути розбиті на універсальні чотирьохпараметричні та емпіричні формули, що описують майже всі розподіли.

З метою опису широкого діапазону розподілів частинок за розмірами Дерміджян [7] запропонував чотирьохпараметричне рівняння (1):

$$f(r) = A_1 r^{\alpha_1} \exp[-b_1 r^{\gamma_1}], \quad (1)$$

$$0 \leq r \leq \infty,$$

де сталі A_1 , b_1 , α_1 та γ_1 – додатні речові числа, пов'язані між собою та характеризують щільність розподілу часток за розмірами. Параметри розподілу можна відшукати, проінтегрувавши рівняння (1). Отже отримаємо:

$$N = A_1 \int_0^{\infty} r^{\alpha_1} \exp[-b_1 r^{\gamma_1}] dr = A_1 \gamma_1^{-1} b_1^{-(\alpha_1+1)/\gamma_1} \Gamma\left(\frac{\alpha_1+1}{\gamma_1}\right). \quad (2)$$

З усього розмаїття розподілу крапель та частинок можна виокремити основні моделі розподілу аерозольних частинок за розмірами. На (рис. 4) представлено функцію розподілу часток димок за Дерміджяном [8].

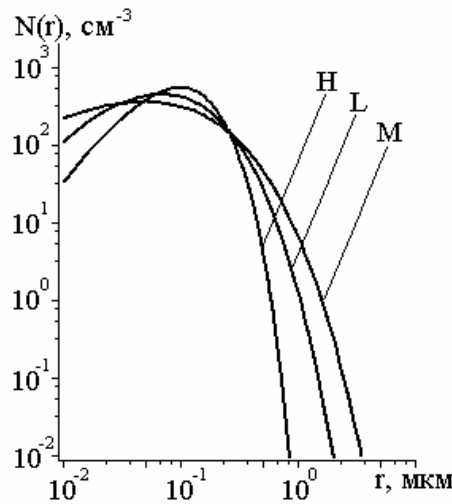


Рис. 4. Функція розподілу часток димок за розміром

Димка М характерна для морських та прибережних аерозолів, що складаються головню з сольових частинок, їхня концентрація над океаном може досягати 100 см^{-3} , але в середньому становить $\sim 1 \text{ см}^{-3}$. Максимум в розподілі за розмірами припадає на сольові частинки діаметром близько 0,3 мкм. Димка Л характерна для аерозолів континентального походження, що з'являються внаслідок ерозії ґрунту, а також вулканічних вивержень. Димка Н описує розподіл висотного та стратосферного аерозолу, а також субмікронних часток у шарах пилу. Однак уявити механізм прямого впливу сонячної активності на концентрацію континентальних (що складаються з частинок ґрунту) та морських (що складаються з сольових часток) димок досить складно.

Отже, потрібно оцінювати вплив “димки Н”, а також аерозолів хімічного походження, таких як сірководневі і сульфатні, на перенесення випромінювання та, відповідно, вплив на клімат.

Оскільки розмір аерозольних частинок дорівнює довжині хвилі, то для розрахунку параметрів ослаблення, що вносяться аерозольним шаром, можна використовувати рівняння Мі [8].

$$a_n = \frac{A_n(y)\Psi_n(x) - m\Psi_n'(x)}{A_n(y)\zeta_n(x) - m\zeta_n'(x)}, \quad (3)$$

$$b_n = \frac{mA_n(y)\Psi_n(x) - \Psi_n'(x)}{mA_n(y)\zeta_n(x) - \zeta_n'(x)}. \quad (4)$$

Коефіцієнти a_n і b_n виражаються через функції Риккати–Бесселя [7], а уявний аргумент входить тільки у рівняння:

$$A_n(y) = \frac{\Psi_n'(y)}{\Psi_n(y)},$$

$$\text{де } y = mx, \quad x = \frac{2\pi r}{\lambda}.$$

У досліджуваному діапазоні довжин хвиль діелектрична проникність чистої води $m=1,322-i0,00001$ [8, 9]. Унаслідок малого значення уявної частини аналізуватимемо лише механізм розсіювання сонячної енергії від крапель, не оцінюючи поглинання в них електромагнітної енергії. При цьому варто враховувати строго паралельний пучок електромагнітного випромінювання.

Після того, як отримано формули для основних коефіцієнтів Мі a_n та b_n , обчислимо фактор ефективності зворотного розсіювання, що створюється окремими краплями:

$$k_{\text{роз}}(m, x) = \frac{2}{x^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1)(|a_n|^2 + |b_n|^2). \quad (5)$$

З метою спрощення розглядатимемо випадок одноразового розсіювання електромагнітної енергії від сферичних крапель різного діаметра, тобто щільність частинок у дисперсному середовищі приймемо такою, щоб спостерігався тільки один акт розсіяння, перш ніж випромінювання вийде з каламутного середовища. Також приймемо, що кожна частка розсіює електромагнітне випромінювання незалежно від оточуючих його інших частинок, тобто відстань між двома частинками має бути більшою від суми їхніх діаметрів.

З огляду на всі обмеження можна визначити коефіцієнт розсіювання скориставшись законом Бугера [7]:

$$\Gamma_{\text{роз}} = 1,346439 \cdot 10^{-2} \int_{r_1}^{r_2} r^2 N f(r) K_{\text{роз}}(m, p) dr, \quad (6)$$

де r – радіус краплі у (мкм); N – кількість крапель у 1 см^3 ; $f(r)$ – щільність розподілу крапель за розміром; $K_{\text{роз}}(m, p)$ – дорівнює відношенню перетину ослаблення до площі геометричного перетину краплі.

Тепер можна визначити інтегральний коефіцієнт ослаблення сонячного випромінювання у діапазоні довжин хвиль від 0,2 до 3 мкм, що вноситься аерозольним шаром з розподілом частинок від 0,005 до 1,335 мкм:

$$\alpha_{оса}(r) = \frac{1}{W_0} \int_{r_1}^{r_2} \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} K_{роз} \left(\frac{2\pi r}{\lambda}, m \right) \cdot W(\lambda) d\lambda dr,$$

W_0 – сонячна стала ($W_0 = 1373 \pm 20$ Вт/м² [7]); $W(\lambda)$ – спектр потоку сонячного випромінювання.

Результати розрахунків ослаблення сонячного випромінювання аерозольним шаром завтовшки 1 км для трьох типів розподілу частинок за розмірами у незбуреній ситуації (концентрація N) та під час потужного сонячно-протонного спалаху (концентрація $N_{всп}$), коли концентрація іонів та, відповідно, ядер конденсації, зростає у 5–10 разів, показано на рис. 5.

З рисунка видно, що аерозолі континентального та морського походження мають суттєвий вплив на радіаційний баланс у атмосфері Землі. Зокрема, поява під час сонячно-протонних спалахів (СПС) аерозольних шарів континентального походження завтовшки 1 км може послаблювати потік сонячного випромінювання на 22%, а шар морських аерозолів аналогічної товщини може послабити сонячне випромінювання на 32,7%. Однак уявити механізм прямого впливу сонячної активності на концентрацію континентальних (що складаються з частинок ґрунту) й морських (що складаються з сольових часток) димок досить складно.

Зміна рівня іонізації верхньої тропосфери під час потужних СПС може збільшувати кількість ядер конденсації для димки Н у 5–10 разів. З рисунка видно, якщо в спокійних умовах шар, що складається з висотного аерозолю, послаблює потік сонячного випромінювання на 0,19%, то у разі збільшення концентрації частинок у 10 разів ослаблення може досягати 12%. Унаслідок малої уявної частини діелектричної проникності води, з якої складаються аерозолі, зменшення потоку сонячної енергії відбувається головню за рахунок її розсіювання у верхню півсферу, що призводить до нагріву атмосфери над аерозольним шаром. Математичне моделювання, представлене у роботі [5], засвідчило, що зміна температурного профілю тропосфери можливо пояснити появою на висотах 8–9 км віддзеркаленого шару з коефіцієнтом відбиття 10%. Моделювання, представлене у цій праці, доводить, що цей шар може складатися з висотних аерозолів (димка Н), що вносять ослаблення ~ 12% та відповідає результатам моделювання радіаційного балансу атмосфери [5].

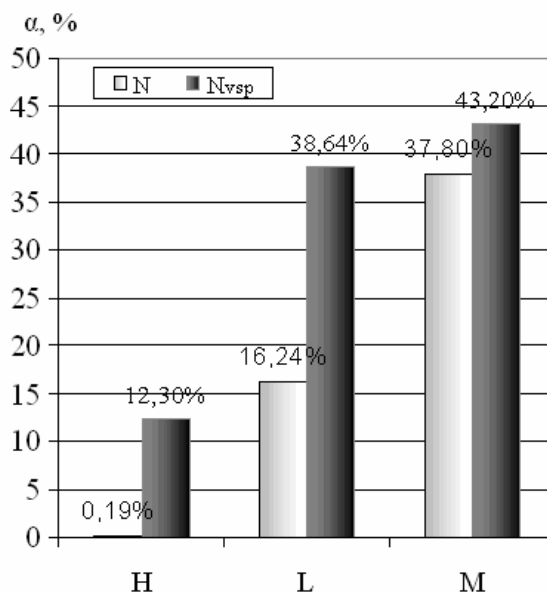


Рис. 5. Фактор ефективності ослаблення електромагнітної енергії аерозольним шаром під час СПП

Отже, під час потужних СПП підвищений рівень іонізації верхньої тропосфери може збільшувати кількість ядер концентрації для атмосферного аерозолі приблизно у 5–10 разів.

Показано, що шар, який в основному складається з висотного аерозолі, у разі збільшення концентрації частинок у 10 разів під час СПС, призводить до ослаблення сонячного випромінювання та може досягати 12%. Ця модель підтверджується математичним моделюванням радіаційного балансу атмосфери.

1. *Оран. Р. Уайт.* Поток энергии солнца и его изменения / Р. Уайт. Оран. – М. : Мир, 1980. – 418 с.
2. *Ивлев Л.С.* Физика атмосферных аэрозольных систем / Л. Ивлев, Ю. Довгалюк. – СПб. : НИИХ СПбГУ, 1999. – 194 с.
3. *Nigel D. Marsh.* Low cloud properties influenced by cosmic rays / Nigel D. Marsh, H. Svensmark // *Physical Review Letters.* – 2000. – Vol. 85. – P. 5004–5007.
4. *Forbush S.E.* Geophys / S.E. Forbush // *Res.* – 1954. – Vol. 59. – 525 p.
5. *Пудовкин М.И.* Вариации высотного профиля температуры в нижней атмосфере во время солнечных событий / М. Пудовкин, А. Дементьева // *Геомагнетизм и аэрономия.* – 1997. – С. 84–91.
6. *Мак-Кормака Б.* Солнечно-земные связи, погода и климат / Б. Мак-Кормака, Т. Семеги. – М. : Мир, 1982. – 376 с.
7. *Айвазян Г. М.* Распространение миллиметровых и субмиллиметровых волн в облаках / Г. М. Айвазян. – Л. : Гидрометеозд, 1991. – 480 с.

8. Дейрменджан Д. Рассеяние электромагнитного излучения сферическими полидисперсными частицами / Д. Дейрменджан. – М. : Мир, 1971. – 165 с.
9. Max Planck. Lidar intercomparisons on algorithm and system level in frame of EARLNET by Volker Matthias et al. / Max Planck // Hamburg : Institute for Meteorology. – 2002. – №. 337. – 67 p.

SIMULATION OF AEROSOL LAYERS ON THE TROPOSPHERE DURING SOLAR-PROTON EVENTS

A. Kovorotnyi, Y. Goncharenko

*Usikov Institute of Radiophysics and Electronics
National Academy of Sciences of Ukraine
Proskura Str., 12, 61085 Kharkov, Ukraine
email: kovorotniy@ire.kharkov.ua*

The article is considers the influence of water aerosol layers which are formed during strong solar proton events, on the energy balance of the atmosphere. Shown that during strong solar flares flow of solar energy reaching the Earth's surface can decrement at 12% due to reflection from the aerosol layers, generated by the ionizing effects of high-energy solar protons.

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

МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ АЭРОЗОЛЬНЫХ СЛОЕВ НА ТРОПОСФЕРУ ВО ВРЕМЯ СОЛНЕЧНО-ПРОТОННЫХ СОБЫТИЙ

А. Коворотный, Ю. Гончаренко

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

В статье рассмотрено влияние аэрозольных слоев, образующихся во время мощных солнечно-протонных событий, на энергетический баланс атмосферы. Показано, что во время мощных солнечных вспышек поток солнечной энергии, достигающей поверхности Земли, может уменьшаться на 12% за счет отражения от аэрозольного слоя, образовавшийся в результате ионизирующего воздействия высокоэнергетических солнечных протонов.

Ключевые слова: солнечная активность, солнечно космические лучи, галактические космические лучи, солнечно протонная событие, аэрозольный слой, тропосфера.

Стаття надійшла до редколегії 25.02.2010

Прийнята до друку 07.06.2010