

УДК 523.74

© 1997 г. М.И. Пудовкин, А.Л. Дементеева

**ВАРИАЦИИ ВЫСОТНОГО ПРОФИЛЯ ТЕМПЕРАТУРЫ  
В НИЖНЕЙ АТМОСФЕРЕ ВО ВРЕМЯ  
СОЛНЕЧНЫХ ПРОТОННЫХ СОБЫТИЙ**

Рассчитаны вариации высотного профиля температуры в нижней атмосфере в субавроральной зоне во время солнечных протонных событий (СПС). СПС моделируются введением слоя, существенно поглощающего (или отражающего) солнечную радиацию на уровне верхней тропосферы – нижней стратосферы.

Сравнение рассчитанных высотных температурных профилей с экспериментальными данными показало, что основные черты наблюдаемых вариаций профиля можно объяснить в рамках предлагаемой модели, при этом предпочтительнее введение отражающего (а не поглощающего) слоя.

**Введение**

Исследование влияния вариаций потока космических лучей на состояние средней и нижней атмосферы все больше привлекает внимание геофизиков. Важность этой проблемы обусловлена тем, что космические лучи (галактического или солнечного происхождения) обладают достаточно большой энергией, чтобы проникнуть до высот стратосферы и существенно повлиять на скорость различных физико-химических процессов в ней и, тем самым, на оптические характеристики атмосферы, которые, в свою очередь, могут изменить температурный режим в тропосфере. Таким образом, вариации потоков космических лучей представляются наиболее вероятным агентом, связывающим состояние межпланетной среды и солнечной активности с различными погодными характеристиками.

В работах [1–3] было показано, что Форбуш-понижения интенсивности галактических космических лучей связаны с отчетливыми вариациями величины индекса пространственной завихренности (ИПЗ) в северном полушарии и с изменением температуры воздуха в тропосфере и в приземном слое. Авторы работ [4–5] отмечают определенные изменения скорости зональной атмосферной циркуляции в связи с развитием интенсивных геомагнитных возмущений. Эти изменения, как следует из [6], обусловлены всплесками солнечных энергичных протонов в первую фазу возмущения и Форбуш-понижениями галактических космических лучей – во вторую фазу.

Однако механизм влияния космических лучей на тепловой режим и циркуляцию в нижней атмосфере не ясен, в связи с чем в настоящее время существует несколько альтернативных моделей процесса.

В [7] предполагалось, что энергетическим источником атмосферных возмущений может быть высвобождение скрытой теплоты, связанное с изменением скорости образования кристалликов льда в облаках. Последнее, в свою очередь, может быть вызвано вариациями скорости ионообразования и (или) изменениями плотности тока в глобальной атмосферной электрической цепи, обусловленными вариациями интенсивности галактических космических лучей. Эта модель основана на том, что скорость осаждения аэрозолей на заряженных каплях воды выше, чем на незаряженных. При этом скорость образования заряженных капель предполагается зависящей от вер-

тикального электрического тока в атмосфере и, следовательно, должна зависеть от потока космических лучей и от величины электрического поля в точке наблюдения. Однако детали предложенного в [7] механизма не вполне ясны, и поскольку численных оценок количества высвободившегося скрытого тепла, изменения высотного профиля температуры, или других атмосферных параметров авторы не приводят, трудно судить, насколько этот механизм согласуется с экспериментальными данными.

Между тем в [5] показано, что вариации интенсивности космических лучей сопровождаются определенными изменениями (на 10–12%) прозрачности атмосферы. Последние проявляются в соответствующих изменениях стратификации температуры в нижней атмосфере. В частности, поглощение некоторого количества солнечной радиации атмосферным слоем во время всплесков энергичных солнечных протонов должно приводить к нагреву атмосферы внутри поглощающего слоя и охлаждению тропосферы ниже слоя. Напротив, Форбуш-понижение галактических космических лучей должно сопровождаться охлаждением стратосферы и нагревом тропосферы. Ожидаемые вариации высотного профиля температуры действительно наблюдаются [8].

В данной работе на основании предлагаемой модели рассчитываются вариации температуры на различных высотах в тропосфере во время солнечных протонных событий; результаты расчетов сравниваются с наблюдениями.

### Модель

Для грубой оценки величины эффекта СПС в нижней атмосфере рассмотрим простейший случай одномерной плоской модели атмосферы, в которой все параметры меняются только с высотой  $h$  и не зависят от времени. Последнее предположение вполне оправдано, т.к. согласно [9] характерное время радиационного остывания некоторого слоя атмосферы толщиной  $\Delta h$  равно  $t_{\text{рад}} = C_p \rho \Delta h / (4\sigma T^3 \tau_0)$ , где  $C_p = 0,24 \text{ кал} \cdot \text{г}^{-1} \cdot \text{град}^{-1}$  – удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении;  $\rho$  и  $T$  – средняя плотность и температура в слое;  $\sigma$  – постоянная Стефана-Больцмана;  $\tau_0$  – оптическая толщина атмосферы. Полагая  $\rho \Delta h = 0,5 \cdot 10^3 \text{ г} \cdot \text{см}^{-2}$  (что соответствует половине толщи всей атмосферы) и  $T \approx 240^\circ\text{К}$ , получаем  $t_{\text{рад}} = 3$  суток (средняя длительность СПС), что позволяет решать задачу в квазистационарном режиме.

Радиационный баланс в одномерной модели атмосферы можно записать в виде:

$$\frac{d}{dh} (F_r + F_T) = 0, \quad (1)$$

где  $F_r$  – поток радиационной энергии и  $F_T$  – поток тепла вследствие турбулентной теплопроводности. Используя двухпотокую модель, описанную в [9, 10], полагаем, что  $F_r$  состоит из направленных вверх и вниз потоков инфракрасного излучения ( $F_{\text{ir}}^u$  и  $F_{\text{ir}}^d$  соответственно) и направленных вниз и вверх потоков коротковолнового солнечного излучения ( $F_s^d$  и  $F_s^u$ ).

Дивергенция этих потоков выражается следующим образом [10]:

$$\frac{dF_{\text{ir}}^d}{dh} = K_r \rho_a (F_{\text{ir}}^d - f\sigma T^4), \quad (2)$$

$$\frac{dF_{\text{ir}}^u}{dh} = -K_r \rho_a (F_{\text{ir}}^u - f\sigma T^4), \quad (3)$$

$$\frac{dF_s^d}{dh} = K_s \rho_a \sec \chi F_s^d, \quad (4)$$

$$\frac{dF_s^u}{dh} = -K_s \rho_a F_s^u, \quad (5)$$

$$\frac{dF_T}{dh} = -\frac{d}{dh} \left( c_p \rho \lambda \frac{dT}{dh} \right). \quad (6)$$

Здесь  $K_r$  и  $K_s$  – коэффициенты поглощения инфракрасной и солнечной радиации, соответственно; полагаем, что атмосфера – серое тело, тогда  $K_r$  и  $K_s$  – константы в соответствующих областях спектра;  $f$  – коэффициент, определяющий отклонение излучения реальной атмосферы от излучения черного тела;  $\rho$  и  $\rho_a$  – плотности воздуха и субстанции, поглощающей инфракрасную радиацию (водяной пар и  $\text{CO}_2$ );  $\lambda$  – коэффициент турбулентной теплопроводности;  $\chi$  – зенитный угол Солнца.

Используя систему уравнений (1)–(6), рассчитаем невозмущенный высотный профиль температуры при следующих граничных условиях (типичных для высокоширотной обсерватории Соданкюла, данными которой мы далее воспользуемся):

На верхней границе атмосферы ( $h = h_{\max}$ ):

$$\begin{aligned} F_s^d|_{h_{\max}} &= S_{\infty} = \frac{S_0}{4} (1 - A) \\ F_{\text{ir}}^u|_{h_{\max}} &= S_{\infty} \\ F_{\text{ir}}^d|_{h_{\max}} &= 0. \end{aligned} \quad (7)$$

У поверхности Земли:

$$F_s^d|_{h=0} - (F_{\text{ir}}^u - F_{\text{ir}}^d)|_{h=0} = F_T|_{h=0},$$

$S_0 = 2 \text{ кал} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{мин}^{-1}$  – солнечная постоянная;  $A$  – альbedo Земли [11], было принято  $A = 0,6$ , при этом расчетный профиль хорошо согласуется с наблюдаемым.

Значения следующих величин были взяты из работы [12]: высотный ход  $\rho$  и  $\rho_a$ ; коэффициенты поглощения  $K_r = 7,25 \text{ см}^2 \cdot \text{г}^{-1}$  и  $K_s = 0,36 \text{ см}^2 \cdot \text{г}^{-1}$ ;  $f = 1$ .

Решая уравнения (1)–(6), полагаем, согласно [13], что величина  $\frac{m^2 - 1}{2} = \frac{4\sigma T^3}{K_r \rho_a c_p \lambda}$

не меняется с высотой и определяется из граничных условий на поверхности Земли:  $\rho = 1,3 \cdot 10^{-3} \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$ ,  $\rho_a = 2,5 \cdot 10^{-6} \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$ ,  $\lambda = 2,6 \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$ ,  $T = 273^\circ \text{К}$ . Это справедливо в первом приближении для атмосферы выше приземного слоя. Решение системы (1)–(6) с граничными условиями (7) имеет вид (13):

$$\begin{aligned} F_s^d &= C_5 e^{-\beta \tau} \\ T_q^4 &= C_1 e^{-m\tau(h)} + C_2 e^{-\beta \tau(h)} + C_3 \tau(h) + C_4, \end{aligned} \quad (8)$$

где  $\tau(h) = \int_h^{\infty} K_r \rho_a dh$ ;  $\beta = K_s / K_r$ ;  $C_1 - C_5$  – постоянные интегрирования, при этом

$$C_2 = \frac{S_{\infty}}{2\sigma} \frac{m^2 - 1}{m^2 - \beta^2} \left( \beta - \frac{1}{\beta} \right).$$

Рассчитанный таким образом среднесуточный "спокойный" температурный высотный профиль при  $\chi_{\min} = 60^\circ$  представлен на рис. 1 (сплошная кривая); видно его достаточно хорошее совпадение (кроме приземного слоя) с профилем, наблюдаемым на широте  $\varphi \approx 69^\circ$  в зимние месяцы [13] (линия с точками). В дальнейшем этот профиль используется как уровень отсчета.

СПС, как отмечалось выше, связаны с уменьшением потока прямой солнечной радиации на Земле, что может быть вызвано либо увеличением поглощения этой

Р  
п  
h

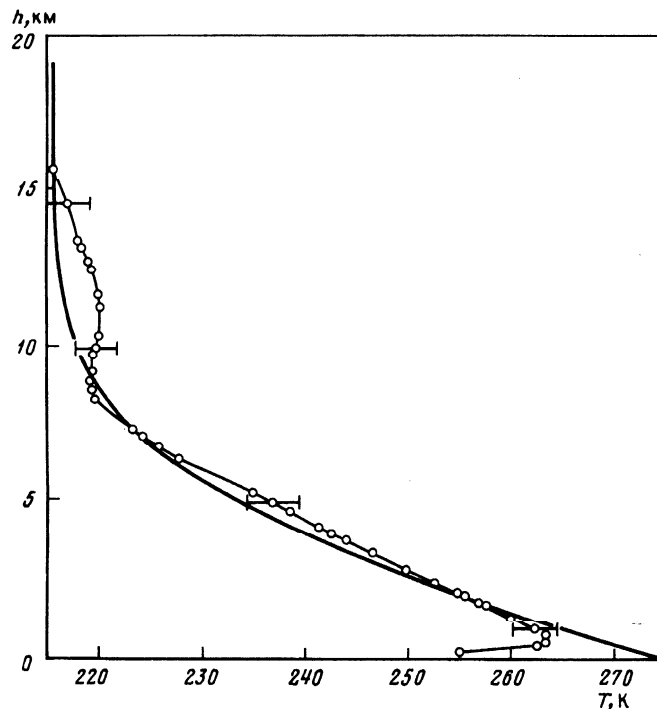


Рис. 1. Невозмущенные высотные профили температуры воздуха: модель (сплошная линия) и эксперимент (кружки)

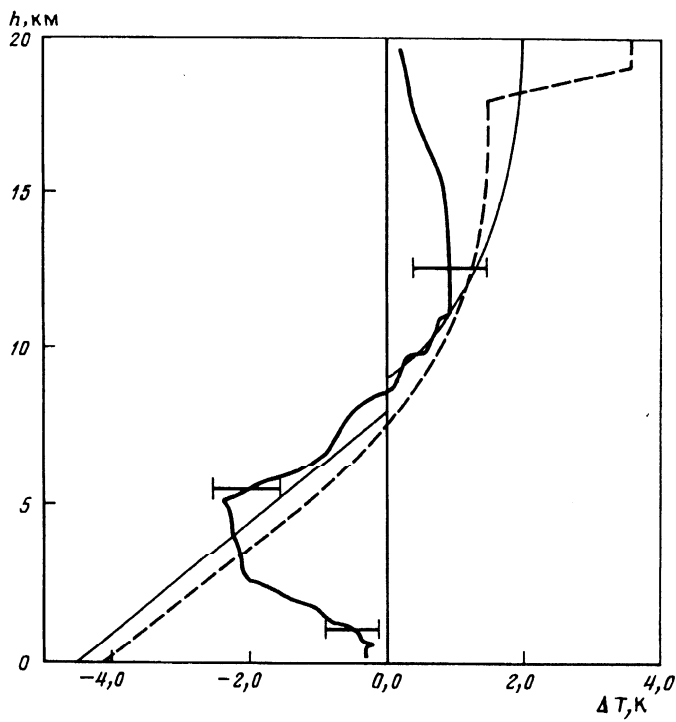


Рис. 2. Вариации высотного профиля температуры: эксперимент (толстая сплошная линия); модель с поглощающим слоем на высоте  $h = 14-16$  км (штриховая линия); модель с отражающим слоем на  $h = 8-9$  км (тонкая сплошная линия)

воздуха уменьшается во всей области ниже слоя и возрастает над слоем. Как и в случае с поглощающим слоем, вариации температуры в приземном слое и на высотах  $h > 15$  км существенно отличаются от наблюдаемых; в то же время для  $h = 4-14$  км модельные и экспериментальные профили  $\Delta T$  весьма близки.

Естественно возникает вопрос, почему связанный с СПС отражающий слой располагается на высоте  $h = 8-9$  км и какова природа отражающей субстанции, если максимальная скорость ионообразования во время СПС наблюдается на  $h \sim 30$  км. Для того, чтобы ответить на него, необходимы данные прямых наблюдений химического состава и размеров аэрозолей в этом слое, которыми мы не располагаем. Однако следует заметить, что высота отражающего слоя совпадает с высотой перистых облаков [10] и с высотой слоя повышенной влажности в верхней тропосфере [15]. По-видимому, это подтверждает предположение авторов [16, 17] о том, что вода в различных физических фазах может играть важную роль в вариациях эффективной атмосферной прозрачности во время СПС. При этом появление отражающего слоя на  $h \sim 8$  км можно, вероятно, объяснить тем, что влияние СПС сказывается только в тех случаях, когда весьма интенсивный поток энергичных протонов проникает до соответствующего уровня.

С другой стороны, механизм, предложенный Тинсли и основанный на вариациях плотности тока в глобальной электрической цепи, также может играть определенную роль.

### Выводы

В работе обсуждается проблема вариаций высотного профиля температуры в нижней атмосфере во время СПС. Численные расчеты показали, что наблюдаемое охлаждение тропосферы ( $h < 8$  км) и нагрев атмосферы на высотах  $h > 8$  км можно объяснить появлением поглощающего слоя на высоте  $\sim 15$  км, или отражающего слоя на высоте  $\sim 8$  км; последнее предположение представляется более вероятным.

Природа этих слоев неизвестна. Однако отчетливые вариации облачности верхнего яруса, наблюдаемые во время СПС [17], позволяют предположить, что вода в разных фазах (капли воды или кристаллики льда) может играть существенную роль в рассматриваемых процессах.

Работа выполнена при поддержке фонда Сороса, грант № 838р. Авторы признательны М.В. Холевой за помощь в подготовке рукописи.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Tinsley B.A., Brown G.M., Scherrer P.H. Solar variability influences on weather and climate: possible connection through cosmic ray fluxes and storm intensification // J. Geophys. Res. 1989. V. 94(D12). P. 14783.
2. Tinsley B.A., Deen C.W. Apparent tropospheric response to MeV-GeV particle flux variations: A connection via electrofreezing of supercooled water in high-level clouds? // J. Geophys. Res. 1991. V. 96(D12). P. 22283.
3. Tinsley B.A., Heelis R.A. Correlations of atmospheric dynamics with solar activity evidence for a connection via the solar wind, atmospheric electricity, and cloud microphysics // J. Geophys. Res. 1993. V. 98(D6). P. 10375.
4. Pudovkin M.I., Babushkina S.V. Influence of solar flares and disturbances of the interplanetary medium on the atmospheric circulation // J. Atm. Terr. Phys. 1992. V. 54(7/8). P. 841.
5. Pudovkin M.I., Babushkina S.V. Atmospheric transparency variations associated with geomagnetic disturbances // J. Atm. Terr. Phys. 1992. V. 54(9). P. 1135.
6. Pudovkin M.I., Veretenenko S.V. On an agent linking solar and geomagnetic disturbances to the state of the lower atmosphere // Proc. 1992 STEP Symp./5 COSPAR Coll., Laurel, Maryland (ed. D.N. Baker, V.O. Papitashvili, M.J. Teague), NASA / Goddard Space Flight Center USA, Pergamon. 1994. P. 493.
7. Tinsley B.A. Forcing of climate variations by MeV-GeV particles? // Climate impact of solar

- variability (ed. K.H. Schatten and A. Arking), Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland. 1990. P. 249.
8. *Pudovkin M.I., Veretenenko S.V., Pellinen R., Kyrö E.* Cosmic ray variation effects in the temperature of the high-latitude atmosphere // *Adv. Space Res.* 1996. V 17. N 11. P. (11)165.
  9. *Houghton J.T.* The physics of atmospheres. London, N.Y., Melborne: Cambridge Univ. Press. 1977. 405 p.
  10. *Тверской П.Н.* Курс метеорологии (Физика атмосферы). Л.: Гидрометеиздат, 1951. 888 с.
  11. *Kuhn W.R.* Photochemistry, composition, and climate // The photochemistry of atmospheres. Earth, the other planets, and comets. (ed. J.S. Levine). Orlando, San Diego, N.Y., London, Toronto, Montreal, Sydney, Tokyo: Academic Press Inc. (Harcourt Brace Jovanovich Publishers). 1985. P. 129.
  12. *Кибель И.А.* Введение в гидродинамические методы краткосрочного прогноза погоды. М.: ГИТТЛ, 1957, 255 с.
  13. *Кибель И.А.* Распределение температуры в земной атмосфере // *ДАН СССР.* 1943. Т. 39. № 1. С. 18.
  14. *Hauglustaine D., Gérard J.-C.* Possible composition and climate changes due to past intense energetic particle precipitation // *Ann. Geophys.* 1990. V. 8. N 2. P. 87.
  15. *Westphal D.L.* Analysis of the tropospheric water distribution during FIRE/II // FIRE Cirrus Sci. Result 1993 (ed. D.S. McDougal). NASA Langley Res. Center, Hampton, Virginia. 1993. P. 134.
  16. *Пудовкин М.И., Распопов О.М.* Механизм воздействия солнечной активности на состояние нижней атмосферы и метеопараметры // *Геомагнетизм и аэрономия.* 1992. Т. 32. № 5. С. 1.
  17. *Веретененко С.В., Пудовкин М.И.* Эффекты Форбуш-понижений ГКЛ в вариациях общей облачности // *Геомагнетизм и аэрономия.* 1994. Т. 34. № 4. С. 38.

Научно-исследовательский институт физики,  
С.-Петербургского государственного университета

Поступила в редакцию  
29.04.96