

УДК 523.74

ВАРИАЦИЯ ПРОЗРАЧНОСТИ АТМОСФЕРЫ ПОД ДЕЙСТВИЕМ ГАЛАКТИЧЕСКИХ КОСМИЧЕСКИХ ЛУЧЕЙ КАК ВОЗМОЖНАЯ ПРИЧИНА ИХ ВЛИЯНИЯ НА ФОРМИРОВАНИЕ ОБЛАЧНОСТИ

© 2011 г. И. В. Кудрявцев^{1,2}, Х. Юнгнер³

¹Учреждение РАН Физико-технический институт им А.Ф. Иоффе С.-Петербург, Россия

²Учреждение РАН Главная (Пулковская) астрономическая обсерватория, С.-Петербург, Россия

³Университет г. Хельсинки, Финляндия

e-mail: igor.koudriavtsev@mail.ioffe.ru

Поступила в редакцию 16.02.2010 г.

После доработки 26.07.2010 г.

Рассмотрен возможный механизм влияния космических лучей на формирование нейтральных капель воды и ледяных кристаллов в атмосфере Земли. Данный механизм основан на изменении прозрачности атмосферы и изменении распределения температуры по высоте. Показано, что изменение оптических толщин для видимого и инфракрасного излучений на несколько процентов, которое может происходить при проникновении частиц космических лучей в атмосферу, приводит к изменению высотного распределения температуры, что влияет на рост капель воды, на концентрацию активных ядер конденсации и на формирование ледяных частиц. Данный механизм позволяет объяснить корреляцию между интенсивностью галактических космических лучей на малых высотах и ее отсутствие на средних.

1. ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время активно обсуждается вопрос о возможности влияния космических лучей (КЛ) на формирование облачности. При этом, имеются аргументы как в пользу данного эффекта, так и в против его существования (см., например [Вольфендейл и др., 2009; Carslaw et al., 2002; Usoskin et al., 2006; Carslaw, 2009]). В работе [Marsh and Svensmark, 2000] показано, что аномалии облачного покрова на высотах до 3.2 км коррелируют с интенсивностью галактических космических лучей (ГКЛ). Амплитуда этих аномалий составляет около 1.5%. Однако, корреляция между интенсивностью ГКЛ и аномалиями облачности на высотах более 3.2 км не обнаружена и это является одной из трудностей в описании влияния ГКЛ на облачность. В качестве наиболее серьезного аргумента против причинной связи вариаций нижней облачности с вариациями интенсивности ГКЛ Вольфендейл и др. [2009] приводят наличие отрицательной корреляции между нижней и средней облачностью. Проведенный этими авторами анализ приводит их к выводу, что вариации нижней облачности вызваны изменениями солнечной радиации. Кроме этого, в работе [Farrar, 2000] указывается, что вариации облачности на средних и малых широтах над океаном могут быть результатом влияния Эль-Ниньо, происходящем в Тихом океане, а не результатом влияния ГКЛ.

В связи с большим разбросом мнений о возможности влияния КЛ на формирование облачности

необходимо рассмотреть различные механизмы, способные объяснить особенности наблюдаемых корреляций между ГКЛ и облачностью.

Первостепенную роль для образования облачности играют два фактора (например, [Матвеев, 1976]): увеличение содержания водяного пара в атмосфере и понижение температуры атмосферного воздуха. Изменение содержания водяного пара в атмосфере происходит под влиянием: 1) адвекции — упорядоченной перенос пара в горизонтальной плоскости; 2) конвекции водяного пара — упорядоченный перенос пара вертикальными потоками; 3) турбулентной диффузии [Матвеев, 1976]. При этом, если удельная влажность, уменьшается с увеличением высоты, конвекция при восходящем движении приводит к увеличению влажности на заданной высоте. Вертикальные конвективные потоки возникают из-за перегрева отдельных масс воздуха при неустойчивой стратификации в нижних слоях атмосферы. При своем движении вверх эти перегретые массы воздуха могут достигать уровня конденсации и подниматься дальше, что приводит к конденсации водяного пара и образованию кучевообразных облаков.

Космические лучи могут быть лишь одним из дополнительных факторов, влияющих на формирование облачности. Существуют несколько возможных механизмов, описывающих данное влияние. Ключевым процессом для этих механизмов является ионизация атмосферы космическими лучами, интенсивность которых модулируется солнечной ак-

тивностью. Как известно, КЛ являются основным источником ионизации в стратосфере и тропосфере (например, [Fleagle and Businger, 1963; Neher, 1971; Ermakov et al., 1997]). Имеются убедительные основания считать, что ионизация атмосферы приводит к образованию аэрозольных частиц размером в несколько нанометров. Так Lee et al. [2003] приводят результаты измерений содержания частиц аэрозолей размером 4–2000 нм в нижней стратосфере-верхней тропосфере. Эти измерения показывают, что на высоте 7–13 км образуется большое число аэрозольных частиц размером менее 9 нм и что наиболее вероятным источником этих частиц является ионизация атмосферы космическими лучами. Кроме этого Eichkorn et al. [2002] показывают, что в верхней тропосфере образуется большое количество положительно заряженных кластеров с атомной массой до 2500. Лабораторный эксперимент [Svensmark et al., 2007] также показывает возможность образования аэрозольных частиц размером несколько нанометров при ионизации атмосферы. Однако такие частицы в силу своих малых размеров не могут служить ядрами конденсации в атмосфере — в атмосфере ядрами конденсации являются частицы с размером ~100 нм и более. В [Marsn and Svensmark 2000] предполагается, что аэрозольные частицы могут вырастать до размеров ~100 нм, однако экспериментального подтверждения этому нет. Кроме того, теоретические расчеты [Pierce and Adams, 2009] показывают, что вариации ядер конденсации при росте образовавшихся частиц не превышают 0.1%, что явно недостаточно для объяснения наблюдаемой корреляции между аномалиями облачного покрова и интенсивностью ГКЛ.

Другой возможный механизм влияния КЛ на облачность рассмотрен в работе [Ermakov and Stozhkov, 2004], где показано, что увеличение степени ионизации атмосферы при увеличении интенсивности КЛ ведет к росту грозовой облачности. Данный механизм влияния ионизации атмосферы на образование облачности обусловлен тем, что скорость роста капель зависит от заряда ядра конденсации: конденсация капель происходит быстрее на отрицательных ионах, чем на положительных [Русанов, 1978].

Еще один возможный механизм учитывает изменения в глобальной электрической цепи под воздействием КЛ [Tinsley, 2000, 2008]. Этот механизм основан на том, что изменение ионизации атмосферы Земли при изменении интенсивности КЛ приводит к изменению проводимости воздуха, что влияет на плотность тока J_z , протекающего между ионосферой и поверхностью Земли. Вариации J_z , в свою очередь, приводят к изменению пространственного заряда в облаках, зарядов водных капель и частиц аэрозолей. При этом величины зарядов водных капель и частиц аэрозолей определяют скорость “поглощения” частиц аэрозолей каплями воды, что может приводить к формированию льдооб-

разующих ядер и ядер конденсации. Однако, как отмечено в работе [Tinsley, 2008], детали этих механизмов остаются неясными. Кроме этого не ясно, почему положительная корреляция наблюдается только между ГКЛ и нижней облачностью.

В работах [Koudriavtsev and Jungner, 2004; Кудрявцев и Юнгнер, 2005] был предложен другой возможный механизм, описывающий влияние КЛ на формирование облачности на малых высотах, где вода находится в жидкой фазе. В основе данного механизма лежит возможность влияния ионизации атмосферы космическими лучами на ее прозрачность. Согласно этому механизму увеличение оптической толщины атмосферы для видимого и инфракрасного излучения на величину до 3% может приводить к увеличению скорости роста водных капель в атмосфере на ~10%. Этот эффект позволяет объяснить наблюдаемую корреляцию для нижней облачности.

Целью данной работы является рассмотрение возможного влияния вариаций прозрачности атмосферы под действием КЛ на формирование как жидкой фазы воды в атмосфере, так и кристаллической, так как этот механизм по нашему мнению способен объяснить наличие положительной корреляции только между ГКЛ и нижней облачностью. При этом положительная корреляция между интенсивностью ГКЛ и более высокой облачностью может отсутствовать.

2. КОСМИЧЕСКИЕ ЛУЧИ, ВАРИАЦИИ СКОРОСТИ РОСТА КАПЕЛЬ И КОНЦЕНТРАЦИИ АКТИВНЫХ ЯДЕР КОНДЕНСАЦИИ

Вопрос о влиянии космических лучей на прозрачность атмосферы обсуждается в литературе достаточно продолжительное время (например, [Пудовкин и Распопов, 1992]). Старков и Ролдугин [1994] приводят данные измерений прозрачности атмосферы на станциях в Мурманске, Ленинграде и Феодосии перед и после геомагнитных возмущений, вызванных солнечными вспышками. Показано, что под действием протонов и жесткого рентгеновского излучения вспышек происходит уменьшение прозрачности атмосферы на несколько процентов. Авторы предположили, что этот эффект может быть вызван ростом концентрации частиц аэрозолей и некоторых малых газовых компонент в атмосфере, например молекул NO_2 ; Анализ актинометрических данных обсерватории Оленек [Пудовкин и др., 1997]. также указывает на то, что прозрачность атмосферы уменьшается во время солнечных протонных событий. Кроме этого известно, что наличие аэрозолей ведет к ослаблению видимого и инфракрасного излучения в атмосфере (например, [Зуев и Кабаков, 1987]). При этом вклад аэрозолей в ослабление инфракрасного излучения в диапазоне 8–14 мкм может быть сравним со вкладом водяного пара [Шукуров и др., 1976]. Следовательно, образо-

вание дополнительных аэрозольных частиц из-за ионизации атмосферы космическими лучами также должно влиять на прозрачность атмосферы. В работе [Огурцов, 2007] отмечена важная роль вариаций аэрозольной прозрачности из-за изменений ионизации атмосферы на вариации климата. Изменение концентрации положительно заряженных кластеров может также влиять на прозрачность атмосферы для инфракрасного излучения [Aplin and McPheat, 2005]. Таким образом, прозрачность атмосферы должна уменьшаться при увеличении интенсивности КЛ.

Изменение прозрачности атмосферы, в свою очередь, ведет к изменению высотного распределения температуры и, следовательно, к изменению динамики образования водных капель и ледяных кристаллов в атмосфере. Отмеченные выше вариации температуры действительно наблюдались во время солнечных протонных событий при измерениях, проведенных на геофизической станции Соданкюла (Финляндия) [Pudovkin et al., 1996]. В первые 10 часов температура в тропосфере увеличивается (до 2 К на высотах 3–5 км) и уменьшается в стратосфере (на 0.5–1 К). Начиная с третьего дня наблюдается обратный эффект. Для объяснения этого эффекта Pudovkin and Morozova [1997] предположили, что на высотах 8–9 км формируется слой изменяющий прозрачность атмосферы, при этом данный слой может отражать или поглощать излучение. Этот слой может содержать кластеры, аэрозольные частицы, и малые газовые компоненты, концентрации которых меняются при изменении интенсивности КЛ.

Данные актинометрических измерений показывают, что вариации интенсивности ГКЛ также влияют на прозрачность атмосферы, при этом уменьшение интенсивности ГКЛ приводит к увеличению прозрачности атмосферы. Так в работе [Kondratyev and Nikolsky, 1983] анализируются изменения приходящей в тропосферу солнечной радиации с 1954 года по 1969 год. Авторы цитируемой работы показывают связь этих вариаций с изменениями интенсивности ГКЛ, модулированных солнечной активностью и приходящих в атмосферу Земли. Согласно этим исследователям, вариации приходящей в тропосферу солнечной радиации являются результатом изменений в стратосфере концентрации газов, эффективно поглощающих излучение, а изменение содержания этих газов связано с вариациями интенсивности ГКЛ. В работе [Pudovkin and Babushkina, 1992] исследовались связанные с геомагнитными возмущениями вариации прозрачности атмосферы. В результате данного анализа авторы пришли к заключению, что на широтах 60–70° Форбуш понижения интенсивности ГКЛ приводят к увеличению прозрачности атмосферы на несколько процентов. В работе [Pudovkin and Babushkina, 1992] отмечено, что такие изменения прозрачности атмосферы могут быть вызваны

изменениями химического состава стратосферы. Подобные результаты относительно влияния вариаций интенсивности ГКЛ на прозрачность атмосферы получены и в работе [Veretenenko and Pudovkin, 1997].

Как было отмечено выше, вариации температуры могут влиять на скорость роста капель воды в атмосфере [Koudriavtsev and Jungner, 2004; Кудрявцев и Юнгнер, 2005]. В атмосфере выделяется три типа ядер конденсации [Хргиан, 1969]: (1) частицы с радиусом меньше 0.1 мкм, которые эффективны при больших пересыщениях и редко становятся активными ядрами конденсации в атмосфере; (2) большие ядра радиусом 0.1–1 мкм; и (3) гигантские ядра радиусом 1–3.5 мкм. Известно [Хргиан, 1969], что облака содержат капли радиусом от 4 до 25 мкм. Большие капли принадлежат к частицам осадков и для них существенную роль играет процесс коагуляции. Поэтому мы будем рассматривать скорость конденсированного роста капель воды радиусом 1 мкм и более при малых пересыщениях ($\delta_0 \ll 1$), которая может быть описана модернизированной формулой Максвелла [Седунов, 1972]:

$$\frac{dR}{dt} = \frac{Df_1(R)}{R} \frac{\rho}{\rho_1} \frac{\delta_0 - \frac{2\sigma_t}{\rho_1 R_v T R}}{1 + \frac{\rho L D}{k_1 T} \left(\frac{L}{R_v T} - 1 \right)}, \quad (1)$$

где R – радиус капли, t – время, ρ и ρ_1 – плотности пара и воды, R_v – газовая постоянная пара, $\delta_0 = (1 - \rho_0/\rho)$ – коэффициент пересыщения пара, T – температура, $\rho_0(T)$ – давление насыщенного пара, $\sigma_t(T)$ – коэффициент поверхностного натяжения, $D(T)$ – коэффициент диффузии пара, $L(T)$ – теплота конденсации, $k_1(T)$ – коэффициент теплопроводности воздуха и $f_1(R)$ – поправка на кинетический режим.

Уравнение (1) описывает рост капель воды при медленном охлаждении воздуха при температуре T когда $\rho_0(T)$ уменьшается и становится меньше чем ρ и когда выполняется условие

$$0 < \delta_0 = 1 - \frac{\rho_0(T)}{\rho} \ll 1. \quad (2)$$

Как можно видеть из выражения (1), скорость конденсированного роста капель является функцией температуры и будет меняться при изменении температуры.

Высотное распределение средней температуры T_1 в атмосфере приближенно может быть описано формулой [Хргиан, 1969]

$$\sigma T_1^4 = \frac{W_0}{2f} \left(1 + \frac{1}{\beta} - \left(\frac{1}{\beta} - \beta \right) e^{-\beta\tau} \right), \quad (3)$$

где $\tau(h)$ — оптическая толщина слоя атмосферы выше высоты h

$$\tau(h) = \int_h^\infty \alpha_2 \rho_2(z) dz$$

$\beta = \alpha_1/\alpha_2$, α_1 и α_2 — коэффициенты поглощения для видимого и инфракрасного излучения основного поглотителя, которым на высоте до 20 км, согласно [Хргиан, 1969], является водяной пар; $\tau(h=0) = 3.78$ и $\beta = 0.2$ согласно [Хргиан, 1969]; h — высота над уровнем моря, ρ_2 — плотность водяного пара; σ — постоянная Стефана–Больцмана, коэффициент $f < 1$ показывает насколько инфракрасное излучение воздуха меньше инфракрасного излучения черного тела при той же температуре, $W_0 = (1 - a)W_\infty$, a — альбедо, W_∞ — плотность потока солнечного излучения на верхней границе атмосферы. Зависимость τ от высоты h представлена в работе [Хргиан, 1969] и приведена ниже на рис. 1. В данной работе функция $\tau(h)$ будет считаться постоянной.

В приведенных ниже расчетах мы ограничились рассмотрением влияния переноса излучения и не учитывали динамические факторы. В данном приближении изменение средней температуры T из-за наличия дополнительного поглощения видимого и инфракрасного излучения может быть описано следующей формулой [Кудрявцев и Юнгнер, 2005]:

$$\Delta T = T - T_1 = \left(\frac{W_0}{2f\sigma} \right)^{1/4} \times \left[\left(1 + \int_0^\tau (1 + \delta_2) e^{-\beta \int_0^{\tau_1} (1 + \delta_1) d\tau_1} d\tau_2 + \beta \frac{1 + \delta_1}{1 + \delta_2} e^{-\beta \int_0^\tau (1 + \delta_1) d\tau_1} \right)^{1/4} - \left(1 + \frac{1}{\beta} - \left(\frac{1}{\beta} - \beta \right) e^{-\beta\tau} \right)^{1/4} \right], \quad (4)$$

где $\delta_1 = \tilde{\alpha}_1 \tilde{\rho} / (\alpha_1 \rho_2)$; $\delta_2 = \tilde{\alpha}_2 \tilde{\rho} / (\alpha_2 \rho_2)$; $\tilde{\alpha}_1$ и $\tilde{\alpha}_2$ — коэффициенты поглощения видимого и инфракрасного излучения дополнительного поглощающего вещества, $\tilde{\rho}$ — плотность дополнительного поглотителя. В качестве этого дополнительного поглотителя, как было отмечено выше, могут выступать молекулы (например, молекулы NO_2), кластеры и частицы аэрозоля образованные под влиянием КЛ.

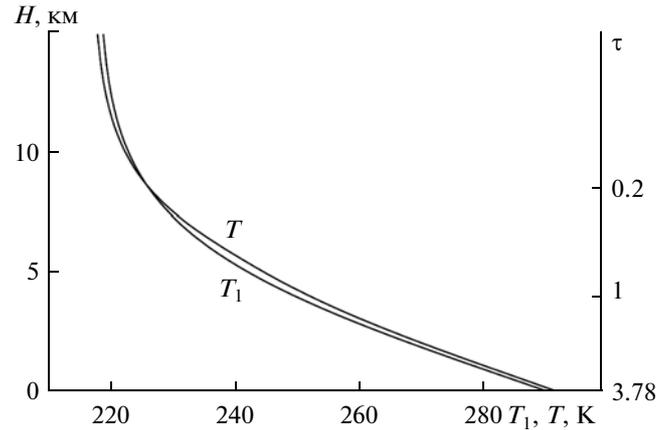


Рис. 1. Высотное распределение температуры T_1 и T для $\delta_{20} = 0.1$; $\delta_{10} = 0$; $\sigma_2 = 0.2$; $\tau_0 = 0.2$; $\tau(h=0) = 3.78$; h — высота над уровнем моря. Зависимость τ от высоты над уровнем моря h согласно [Хргиан, 1969].

Как видно из (4), в случае отсутствия дополнительного поглощения (т.е. $\delta_1 = \delta_2 = 0$) $\Delta T = 0$.

Соответственно полные оптические толщины слоя атмосферы, расположенного выше высоты h для инфракрасного τ_{ir}^{tot} и видимого τ_v^{tot} излучения будут

$$\tau_{ir}^{tot}(h) = \int_0^{\tau(h)} (1 + \delta_2) d\tau; \quad d\tau = -\alpha_2 \rho_2 dh;$$

$$\tau_v^{tot}(h) = \int_0^{\tau_v(h)} (1 + \delta_1) d\tau_v;$$

$$d\tau_v = -\alpha_1 \rho_2 dh; \quad \tau_v(h) = \beta \tau(h).$$

При вычислениях удобно выразить функции δ_1 и δ_2 через переменную τ так как $\tau_v = \beta\tau$. Переменные τ_v и τ имеют смысл оптических толщин для видимого и инфракрасного излучения без учета дополнительного поглощения и в данной задаче они являются неизменными функциями h . Конкретный вид функций δ_1 и δ_2 неизвестен, однако, основываясь на сказанном выше, мы можем предполагать, что дополнительное поглощение имеет место в стратосфере и верхней тропосфере и что максимум этого поглощения находится на высоте 8–15 км. При вычислениях мы использовали следующие распределения для этих функций:

$$\delta_1 = \frac{\delta_{10}}{\sqrt{2\pi}\sigma_1} \exp(-(\tau_v - \tau_{v0})^2 / (2\sigma_1^2))$$

$$\delta_2 = \frac{\delta_{20}}{\sqrt{2\pi}\sigma_2} \exp(-(\tau - \tau_0)^2 / (2\sigma_2^2))$$

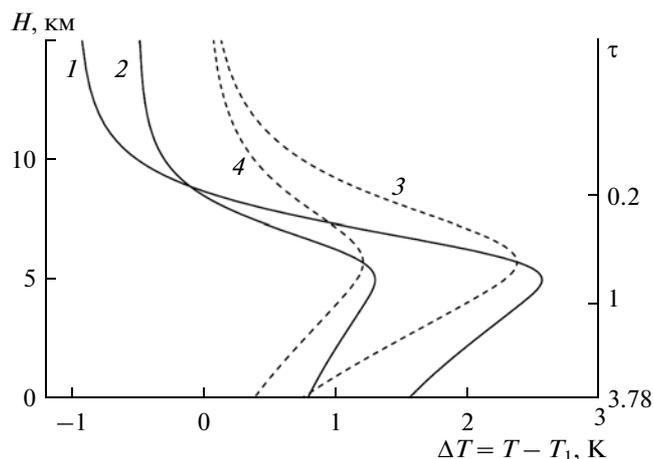


Рис. 2. Изменение распределения температуры ($\Delta T = T - T_1$) в случае если дополнительное поглощение имеет место только для инфракрасного излучения (линии 1–2) и если дополнительное поглощение имеет место для видимого и инфракрасного излучения (кривые 3–4):

1 – $\delta_{20} = 0.1$; $\delta_{10} = 0$; 2 – $\delta_{20} = 0.05$; $\delta_{10} = 0$; 3 – $\delta_{20} = 0.1$; $\delta_{10} = \beta\delta_{20}$; 4 – $\delta_{20} = 0.05$; $\delta_{10} = \beta\delta_{20}$.

$\sigma_2 = 0.2$, $\sigma_1 = \beta\sigma_2$ и $\tau_0 = 0.2$; $\tau(h=0) = 3.78$.

и $\sigma_1 = \beta\sigma_2$; $\tau_{v0} = \beta\tau_0$; σ_1 и σ_2 – дисперсии распределений, параметры τ_{v0} и τ_0 характеризуют положение максимума дополнительного поглощения. Вычисления проводились для различных значений τ_0 в пределах от 0 до 0.3, т.е. для случая, когда максимум дополнительного поглощения находится на высоте более 7 км для различных величин дисперсии. На рисунках 1, 2 показаны результаты вычислений для случая, когда дополнительное поглощение имеет максимум при $\tau_0 = 0.2$ (т.е. при $h \approx 8.5$ км) и быстро уменьшается с уменьшением высоты. В этом случае дополнительное поглощение имеет место и в стратосфере.

Как видно из рис. 2, если оптическая толщина для инфракрасного излучения увеличивается, а для видимого излучения остается постоянной, то температура будет увеличиваться в нижней атмосфере и будет уменьшаться в стратосфере (рис. 2, линии 1–2). Увеличение температуры в тропосфере может достигать 1–2.5 К при увеличении оптической толщины для инфракрасного излучения менее чем на 3%. Если оптическая толщина для видимого излучения будет увеличиваться, а для инфракрасного не меняется, то температура будет увеличиваться в стратосфере и уменьшаться на малых высотах. Пропорциональный рост оптических толщин ($\delta_{10} = \beta\delta_{20}$) приводит к росту температуры и в тропосфере и в стратосфере (рис. 2, линии 3–4). Таким образом, увеличение температуры в тропосфере является результатом увеличения поглощения идущего от поверхности Земли инфракрасного излучения. До-

полнительное поглощение видимого излучения в свою очередь приводит к уменьшению притока солнечной радиации в тропосферу. Подобные результаты также получены и для других значений τ_0 и σ_2 .

Рассмотрим теперь влияние таких изменений температуры на скорость роста капель. Как видно из уравнения (1) значение коэффициента пересыщения пара δ_0 очень важно для роста капли. В этом рассмотрении мы ограничимся только двумя предельными случаями. В первом случае мы рассмотрим изменение скорости роста капли, если значение коэффициент пересыщения пара δ_0 остается постоянным. То есть, в данном случае подразумевается, что описанное выше увеличение температуры приводит к такому увеличению испарения и переносу пара вверх, которые поддерживает значение δ_0 . При этом конечно, водяной пар будет вносить свой вклад в увеличение оптической толщины для излучений и, следовательно, под рассматриваемыми вариациями температуры надо понимать ее изменение в результате появления дополнительного поглощающего вещества, образовавшегося из-за ионизации, и испарившегося водяного пара. Данный случай может реализовываться в районах больших водных бассейнов, когда увеличение испарения и конвективный перенос водяного пара обеспечивает увеличение содержания пара в атмосфере, который будет конденсироваться при уменьшении температуры воздуха.

В рассматриваемом случае для удобства вычислений выразим плотность ρ используя выражение (2)

$$\rho = \frac{\rho_0(T)}{1 - \delta_0}. \quad (5)$$

На рис. 3 приведены результаты таких вычислений изменения скорости роста капли воды радиусом $R = 1$ мкм в нижней атмосфере (где температура выше -5°C) согласно формулам (1), (2) и (5) при постоянном атмосферном давлении и пересыщении $\delta_0 = 0.01$. Кривые 1–4 на рис. 3 построены для изменений температуры согласно кривым 1–4 на рис. 2, соответственно. Результаты расчетов для капель с $R > 1$ мкм практически совпадают с приведенными результатами (см. также [Кудрявцев и Юнгнер, 2005]). На рисунке видно, что присутствие слоя с дополнительным поглощением инфракрасного излучения приводит не только к росту температуры в тропосфере, но также и к увеличению скорости конденсированного роста капель, которое может достигать 10–15%.

Во втором предельном случае плотность пара будем считать неизменной. В этом случае коэффициент пересыщения пара будет уменьшаться (согласно выражению (2)) и тогда положительной корреляции наблюдаться не может.

Здесь необходимо отметить, что для более корректного решения поставленной задачи, необходи-

мо решение задачи о влиянии температуры на пересыщение. Однако в любом случае вариации температуры оказывают сильное влияние на скорость роста капель. При этом в районах водных бассейнов может реализоваться случай, когда будет наблюдаться положительная корреляция между жидкой фазой в облаках и интенсивностью ГКЛ.

Теперь мы рассмотрим, как будут влиять температура на концентрацию активных ядер конденсации. Как можно видеть из формулы (1) рост капли возможен, если выполняется условие

$$R > R_{\min} = 2\sigma_i / (\rho_l R_v T \delta_0) \quad (6)$$

при $\delta_0 \ll 1$.

В выражении (6) R_{\min} — радиус капли, когда числитель в (1) становится равным нулю. В общем случае, когда пересыщение δ_0 не является малой величиной нужно использовать формулу Томпсона для равновесного радиуса капли.

Как показывают расчеты, увеличение температуры в тропосфере от T_1 до T при одинаковом пересыщении δ_0 ведет к уменьшению R_{\min} , которое может достигать (0.5–1)% на высотах до 2 км при параметрах дополнительного поглощения, соответствующих кривым на рис. 2. В этом случае образование и рост капель воды становится возможным на более мелких ядрах конденсации и концентрация активных ядер конденсации будет увеличиваться (2–3)% с учетом того, что распределение ядер конденсации по радиусу может быть описано степенной функцией $N \sim R^{-\gamma}$ с $\gamma = 3$ и 4 [Хргиан, 1969].

Таким образом, увеличение оптической толщины атмосферы на величину до 3%, приводящих к повышению температуры в тропосфере (рис. 2), могут вызывать увеличение скорости роста капель (10–15)% и рост концентрации активных ядер конденсации на (2–3)% на низких высотах, и способствовать более интенсивному образованию нижней облачности. Так было отмечено выше, этот случай может реализовываться в районах больших водных бассейнов, где увеличение температуры в тропосфере может приводить к усилению испарения водяного пара и переносу его вверх воздушными потоками. Анализ, проведенный в работе [Usoskin et al., 2006] показал, что наиболее сильная положительная корреляция между нижней облачностью с ионизацией атмосферы космическими лучами наблюдается на средних широтах (особенно в районах больших водных бассейнов) и в западной части Индийского океана. Этот результат и результаты приведенных выше вычислений позволяют сделать нам вывод о том, что рассмотренные выше эффекты могут способствовать более интенсивному формированию нижней облачности.

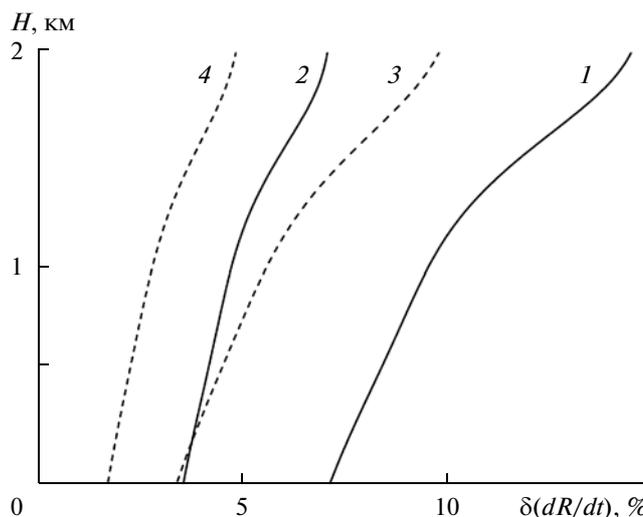


Рис. 3. Изменение скорости конденсированного роста капель радиусом 1 мкм на различных высотах при изменении температуры $\Delta T = T - T_1$ согласно кривым 1–4 на рис. 2 соответственно. $f_1(R) = 1$.

$$\delta(dR/dt) = \frac{(dR/dt)_{T(h)} - (dR/dt)_{T_1(h)}}{(dR/dt)_{T_1(h)}} \times 100\%.$$

3. КОСМИЧЕСКИЕ ЛУЧИ И ФОРМИРОВАНИЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ ФАЗЫ

При изучении влияния КЛ на формирование облачности на высотах, превышающих 3 км необходимо учитывать, что на этих высотах вода может находиться не только в газообразной и жидкой формах, но и в кристаллической. Поэтому необходимо рассмотреть, как будут влиять вариации распределения температуры на формирование ледяных кристаллов. Как известно, ледяные частицы в атмосфере Земли могут образовываться в результате двух механизмов (например, [Матвеев, 1976]): гетерогенного и гомогенного. При гетерогенном процессе ледяная частица образуется на инородной частице, а при гомогенном процессе ледяной зародыш образуется случайным образом из жидкой фазы. Для того чтобы образовавшийся при гомогенном льдообразовании ледяной зародыш был стабильным и мог дальше расти, необходимо чтобы его радиус превышал некоторый критический радиус R_{cr} [Матвеев, 1976]:

$$R > R_{cr} = 2\sigma_i / (\rho_i L_f \ln(T_0/T)),$$

где σ_i , ρ_i , L_f — коэффициент поверхностного натяжения на границе лед–вода, плотность льда и его удельная теплота плавления; $T_0 = 273.16$ К — температура тройной точки.

Данный критический радиус будет уменьшаться при уменьшении температуры и будет увеличиваться при ее росте. Относительное изменение критического радиуса может достигать (10–15)% на средних

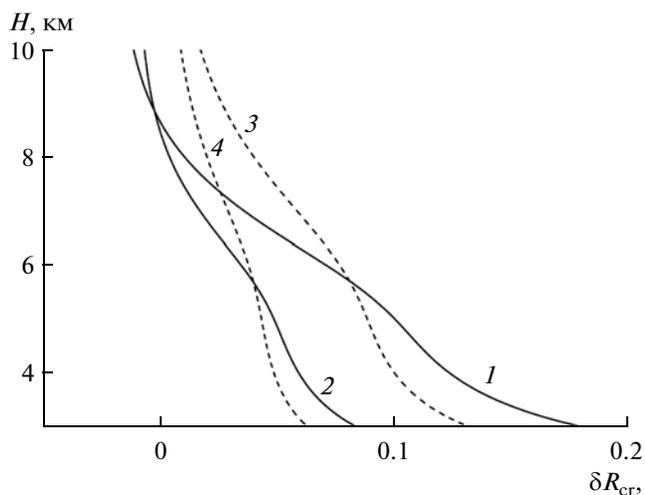


Рис. 4. Относительное изменение критического радиуса R_{cr} устойчивого ледяного зародыша при изменении $\Delta T = T - T_1$ согласно кривым 1–4 на рис. 2 соответственно. $\delta R_{cr} = R_{cr}(T)/R_{cr}(T_1) - 1$.

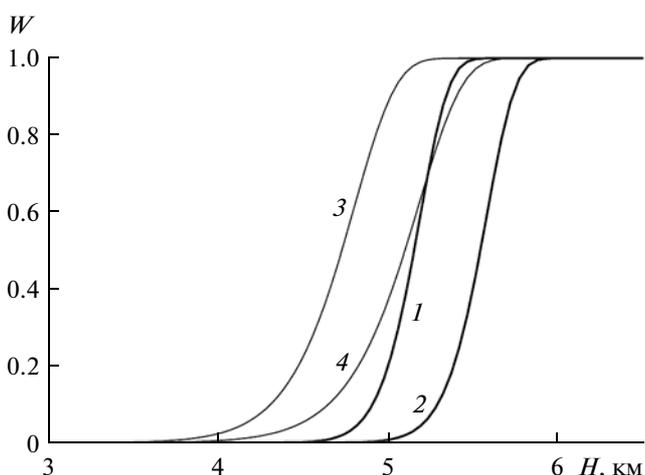


Рис. 5. Доля замерзших капель радиусом 5 мкм через два часа после их образования при двух распределениях температуры T_1 (линии 1 и 3) и T (линии 2 и 4). Линии 1 и 2 соответствуют гомогенному механизму образования ледяных зародышей, а линии 3 и 4 соответствуют суммарному действию гомогенного и гетерогенного механизмов.

высотах (рис. 4) при изменении температуры в атмосфере согласно кривым 1 и 4. Такое изменение R_{cr} означает, что при уменьшении температуры могут образовываться более мелкие ледяные частицы, а при увеличении температуры — только более крупные. Таким образом, при повышении температуры количество ледяных кристаллов в атмосфере будет понижаться, а при понижении — повышаться. Если дополнительное поглощение имеет место только для инфракрасного излучения, концентрация стабильных ледяных зародышей на высотах $h > 8.5$ км

будет увеличиваться (при максимуме дополнительного поглощения на высоте $h = 8.5$ км).

Кроме этого, изменение температуры будет влиять и на скорость замерзания капель. Как известно, доля замерзших капель радиусом R через промежуток времени t после их образования может быть описана выражением [Бекряев, 1991]

$$W = 1 - \exp\left(-\frac{4}{3}\pi R^3 \Omega t\right), \quad (7)$$

где Ω — вероятность образования ледяного зародыша. Для гомогенного процесса образования ледяных зародышей

$$\Omega = 3 \times 10^{13} \times 10^{-\frac{8000}{t_a} + 0.015 t_a}, \quad (8)$$

где t_a — температура воздуха, Ω — измеряется в $\text{см}^{-3} \text{с}^{-1}$.

Процесс гетерогенного льдообразования определяется концентрацией примесей в воздухе и в каплях воды, которые сильно изменчивы. Согласно работе [Бекряев, 1991], для суммарного действия гомогенного и гетерогенного механизмов в качестве наиболее вероятной функции Ω можно использовать выражение

$$\Omega_{\Sigma} = -3 \times 10^{-4} t_a \times 10^{-0.25 t_a}, \quad (9)$$

которое удовлетворительно описывает наблюдательные данные.

Тогда подставляя выражения (8) и (9) в (7) можно рассчитать долю замерзших капель W в различные моменты времени t после их образования. На рис. 5 представлены эти расчеты для капель радиусом R в момент времени t для при двух распределениях температуры по высоте: $T_1(h)$ согласно выражению (3) и $T(h)$ согласно (4). Как видно из графиков, увеличение температуры на средних высотах приводит к уменьшению доли замерзающих капель. Таким образом, на средних высотах (3–6 км) при увеличении температуры будет происходить уменьшение кристаллической фазы и увеличение жидкой фазы. Здесь важно отметить, что изменения кристаллической и жидкой фаз происходит в противофазе: во время ослабления кристаллической фазы жидкая фаза усиливается и наоборот. Эти эффекты и приводят на наш взгляд к отсутствию корреляции между ГКЛ и аномалиями облачности на средних высотах. При этом на данных высотах может иметь место положительная корреляция между ГКЛ и жидкой фазой воды и отрицательная корреляция для кристаллической фазы.

Отсутствие корреляции между ГКЛ и аномалиями облачности на средних высотах может вызываться и другой причиной, а именно нехваткой водяного пара на этих высотах для появления такой корреляции. Этот недостаток пара может быть вызван увеличением конденсации влаги на малых вы-

сотах, приводящей к появлению положительной корреляции между интенсивностью ГКЛ и аномалиями нижней облачности.

4. ВЫВОДЫ

Показано, что вариации прозрачности атмосферы могут играть важную роль в механизме, описывающем влияние космических лучей на формирование облачности. Это обусловлено тем, что изменение прозрачности атмосферы приводит к изменению высотного распределения температуры и, следовательно, к изменению условий при которых происходит формирование капель и кристаллов в облаках. Данный механизм способствует появлению положительной корреляции между ГКЛ и аномалиями нижней облачности и позволяет объяснить отсутствие такой корреляции на других высотах. При этом изменение оптической толщины на величину до 3% может приводить к изменению скорости роста капель на 10–15% и на 2–3% изменять концентрации активных ядер конденсации, что может быть достаточно для объяснения наблюдаемых аномалий.

Работа поддержана грантами РФФИ №07-02-00379, 09-02-00083, 10-02-00391 и Программой Президиума РАН № 16, а также программой совместных работ РАН и Академии Финляндии (проект 16). Авторы также выражают благодарность Г.А.М. Dreschhoff за оказанную помощь.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бекряев В.И. Практикум по физическим основам воздействия на атмосферные процессы. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 144 с.
- Вольфендейл А., Дялаи Д., Ерлыкин А.Д., Кудела К, Слоан Т. О природе корреляции между интенсивностью космических лучей и облачностью // Изв. РАН. Сер. физич. Т. 73. № 3. С. 408–411. 2009.
- Зуев В.Е., Кабаков М.В. Оптика атмосферного аэрозоля. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 256 с.
- Кудрявцев К.В., Юнгнер Х. К вопросу о возможном механизме влияния космических лучей на формирование облачности на малых высотах // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 45. № 5. С. 682–689. 2005.
- Метвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 640 с.
- Огуцов М.Г. Вековая вариация в аэрозольной прозрачности атмосферы как возможное звено, связывающее долговременные изменения солнечной активности и климата // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 47. № 1. С. 126–132. 2007.
- Пудовкин М.И., Распопов О.М. Механизм воздействия солнечной активности на состояние нижней атмосферы и метеопараметры // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 32. № 5. С. 1–22. 1992.
- Пудовкин М.И., Виноградова Н.Я., Веретененко С.В. Вариации прозрачности атмосферы во время всплесков солнечных протонов // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 37. № 2. С. 124–126. 1997.
- Русанов А.М. К термодинамике нуклеации на заряженных центрах // Докл. АН СССР, Т. 238. № 4. С. 831–834. 1978.
- Седунов Ю.С. Физика образования жидкокапельной фазы в атмосфере. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 208 с.
- Старков Г.В., Ролдугин В.К. О связи вариаций прозрачности атмосферы с геомагнитной активностью // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 34. № 4. С. 156–159. 1994.
- Шукуров А.Х., Малкевич М.С., Чавро А.И. Экспериментальное исследование закономерностей спектрального пропускания радиации вертикальным столбом атмосферы в окнах интервала 2–13 мкм // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. Т. 12. № 3. С. 264–270. 1976.
- Хрговиц А.Х. Физика атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 648 с.
- Aplin K.L., McPheat R.A. Absorption of infra-red radiation by atmospheric molecular cluster-ions // J. Atmos. Solar-Terr. Phys. V. 67. № 8–9. P. 775–783. 2005.
- Carlsaw K.S., Harrison R.G., Kirkby J. Cosmic Rays, clouds, and climate // Science. V. 298. P. 1732–1737. 2002.
- Carlsaw K. Cosmic rays, clouds and climate // Nature. V. 460. 16 July 2009. P. 332–333.
- Eichkorn S., Wilhelm S., Aufmhoff H., Wohlfrom K.H., Arnold F. Cosmic ray-induced aerosol formation: First observational evidence from aircraft-based ion mass spectrometer measurements in the upper troposphere // Geophys. Res. Lett. V. 29. № 14. P. 43–51. 2002.
- Ermakov V.I., Bazilevskaya G.A., Pokrevsky P.E., Stozhkov Y.I. Ion balance equation in the atmosphere // J. Geophys. Res. V. 102D. P. 23 413–23 420. 1997.
- Ermakov V.I., Stozhkov Y.I. Thunderstorm cloud physics. Preprint N2. Lebedev physical Institute, Moscow, 2004. 36 p.
- Farrar P.D. Are cosmic rays influencing oceanic cloud coverage – or is it only El Nino? // Climatic Change. V. 47. № 1–2. P. 7–15. 2000.
- Fleagle R.G., Businger J.A. An Introduction to Atmospheric Physics, Academic Press, New York., USA. 1963. 346 p.
- Kondraiyeв K.Ya., Nikolsky G.A. The solar constant and climate // Solar Physics. V. 89. № 1. P. 215–222. 1983.
- Koudriavtsev I.V., Jungner H. On the possible mechanism of influence of change the intensity of cosmic ray on clouds anomalies at small altitudes in the Earth's atmosphere // Multi-Wavelength Investigations of Solar Activity, IAU Symposium, Vol. 223. Cambridge, UK: Cambridge University Press, Ed. by Alexander V. Stepanov, Elena E. Benevolenskaya, and Alexander G. Kosovichev. P. 525–528. 2004.
- Lee S.H., Reeves J.M., Wilson J.C., Hunton D.E., Viggiano A.A., Miller T.M., Ballenthin J.O., Lait L.R. Particle formation by ion nucleation in the upper troposphere and lower stratosphere // Science. V. 301. № 5641. P. 1886–1889. 2003.
- Marsh N., Svensmark H. Cosmic rays, clouds and climate // Space Sci. Rev. V. 94. № 1. P. 215–230. 2000.

- Neher H.V.* Cosmic ray at latitudes and altitudes covering four solar maxima // *J. Geophys. Res.* V. 76. P. 1637–1657. 1971.
- Pierce J.R., Adams P.J.* Can cosmic rays affect cloud condensation nuclei by altering new particle formation rates? // *Geophys. Res. Lett.* V. 36. L09820. 2009.
- Pudovkin M.I., Babushkina S.V.* Atmospheric transparency variations associated with geomagnetic disturbances // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 54. № 9. P. 1135–1138. 1992.
- Pudovkin M.I., Veretenenko S.V., Pellinen R., Kyro E.* Cosmic Ray Variation Effect in the Temperature of the High-Latitude Atmosphere // *Adv. Space Res.* V. 17. № 11. pp 165–168. 1996.
- Pudovkin M.I., Morozova A.L.* Time evolution of the temperature altitudinal profile in the lower atmosphere during solar proton events // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 59. № 11. P. 2159–2166. 1997.
- Svensmark K., Petersen J.O.P., Marsh N.D., Enghoff M.B., Uggerhøj U.I.* Experimental evidence for the role of ions in particle nucleation under atmospheric conditions // *Proc. of Royal Society A.* V. 463. P. 385–396. 2007.
- Tinsley A.B.* Influence of Solar Wind on Global Electric Circuit, and Inferred Effects on Cloud Microphysics, Temperature, and Dynamics in the Troposphere // *Space Sci. Rev.* V. 94. № 1–2. P. 231–258. 2000.
- Tinsley A.B.* The global atmospheric electric circuit and its effects on cloud microphysics // *Rep. Prog. Phys.* V. 71. 066801. 2008.
- Veretenenko S.V., Pudovkin M.I.* Effects of the galactic cosmic ray variations on the solar radiation input in the lower atmosphere // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 59. № 14. P. 1739–1746. 1997.
- Usoskin I.G., Voiculescu M., Kovaltsov G.A., Mursula K.* Correlation between clouds at different altitudes and solar activity: Fact or Artifact? // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 68. № 18. P. 2164–2172.