

Vacuum creation of massive vector bosons in the FRW model of early Universe

D. B. Blaschke

Institute for Theoretical Physics, University of Wrocław, Wrocław, Poland

M. P. Dabrowski

Institute of Physics, University of Szczecin, Szczecin, Poland

V. V. Dmitriev, A. V. Prozorkevich, S. A. Smolyansky

Physical Department of Saratov State University, Saratov, Russia

We consider an additional source of the relict photon generation stipulated by vacuum creation of vector W- and Z-bosons as a consequence of vacuum instability relatively of fast alteration their masses during electroweak phase transition in the early Universe. Preliminary estimation has showed that this contribution in the photon density of CMB is insignificant.

PACS: 03.70.+k

УДК 533.5

Расчет высоты образования пылевых структур в атмосфере

Е. М. Апфельбаум, Ю. П. Власов, С. А. Триггер

Объединенный институт высоких температур РАН, Москва, Россия

Рассмотрено торможение микрометеоритов в верхних слоях атмосферы, приводящее к возможности образования пылевых слоев заряженных частиц на высотах 70—90 км. Такие слои при определенных условиях могут наблюдаться невооруженным глазом и известны под названием "серебристые облака". Объяснение высоты образования облаков и их типичной толщины до сих пор не имеет систематического решения, поскольку правильный учет сил, действующих на микрометеориты, и их параметров неизвестен с достаточной точностью. Развита модель представляет простой и эффективный подход к решению стационарной и нестационарной задач торможения. Стационарное решение приводит к разумному согласию наблюдаемых высот существования облаков, параметров микрометеоритов и вычислений, нестационарное решение будет рассмотрено в отдельной статье.

PACS: 06.30.-k

Введение

В последние два десятилетия возрос интерес к влиянию пылевых структур на свойства атмосферы Земли. Такое влияние проявляется, в частности, в образовании пылевых слоев, известных как "серебристые облака" (noctilucent clouds, далее — NLC). Толщина этих облаков составляет несколько километров, что много меньше толщины собственно атмосферы. Кроме того, их оптическая толщина много меньше единицы, но на закате их можно наблюдать невооруженным взглядом. (Такие наблюдения были проведены впервые в 1885 г.

в условиях летней полярной атмосферы [1]). На протяжении последних двух десятков лет радары, работающие в диапазоне 50—1000 Гц, показывают наличие радиоотражений на тех же высотах, где обнаружены NLC. Это явление называется "полярное мезосферное радиоотражение" (Polar Mesosphere Summer Echo, далее — PMSE).

Корреляция в наблюдении этих двух явлений позволяет считать, что радиоотражения вызваны именно наличием NLC. Поэтому эти явления часто объединяют и называют полярными мезосферными облаками (Polar Mesospheric Clouds, далее — PMC).

В настоящее время считается, что серебристые облака образуются из частиц нанометровых размеров, которые попадают в атмосферу за счет либо метеоритной бомбардировки из космоса, либо продуктов горения с Земли (лесные пожары или вулканическая активность). Первый процесс считается более вероятным [2—4], так как метеоритный поток (1000 Мт/день) поставляет в атмосферу существенно большую массу, чем та масса, что поступает в атмосферу с Земли.

Изначально входящие в атмосферу метеориты имеют сантиметровые размеры, однако далее они сгорают в средней атмосфере, и остается частица нанометровых размеров, которая, как правило, металлическая [4]. Далее на этой частице конденсируются пересыщенные пары воды. Пересыщение происходит как раз в диапазоне 70—90 км [2, 4], после чего частица достигает микронных или субмикронных размеров. Именно частицы таких размеров и составляют РМС. Их концентрация равна $10\text{--}10^3 \text{ см}^{-3}$ [1—4]. Температура окружающего газа $\sim 150 \text{ К}$.

Отметим, что с момента обнаружения NLC частота их появления возрастала, поэтому они рассматриваются как важный индикатор изменения климата [1—4]. Это связано с тем, что рост частоты появления NLC происходит без изменения температурного режима в мезосфере [4]. Следовательно, он обусловлен увеличением концентрации паров воды, а последнее обстоятельство напрямую связано с изменением климата. Кроме того, в области формирования серебристых облаков наблюдаются различные изменения в концентрации заряженных частиц, например уменьшение концентрации электронов и положительных ионов (bite-outs).

Многочисленные исследования позволили построить модели, которые описывают формирование и эволюцию серебристых облаков. Например, в работах [2, 4] охарактеризована эволюция химического состава атмосферы в районе формирования NLC, а также распределение самих частиц в облаке по высоте, размерам и во времени. При этом учитывались различные химические реакции в самой атмосфере, процессы нуклеации паров воды на частицы и процессы фотоионизации как в объеме, так и с частицы.

В работах [1, 3] рассчитано электрическое поле, создаваемое в этих облаках, и рассмотрены различные механизмы, приводящие к РМСЕ. Тем не менее процесс изучения РМС пока далек от завершения. Это объясняется тем, что прямые экспериментальные данные, связанные с изучаемыми явлениями, доступны только из пролетных экспериментов. Некоторые начальные данные, которые входят в различные модели, также нуждаются в

уточнении. Так, вопрос о том, как частицы попадают на высоту, где они формируют изучаемые пылевые структуры, обычно не рассматривается, а сама высота (80—100 км) берется из данных наблюдений. Представляет интерес рассчитать эту высоту теоретически, используя данные различных моделей, и сравнить ее с реальной. Это и является целью настоящей работы, в которой изложены основные соотношения и уравнения для расчета высоты образования серебристых облаков, рассмотрено движение отдельной частицы в атмосфере, приведены полученные результаты.

Теоретическая модель расчета движения частицы в атмосфере

Далее будем считать, что пылевая частица в атмосфере имеет метеоритное происхождение и падает сверху. Характерная концентрация пылевых частиц в облаке NLC составляет $n_d \sim 10\text{--}10^3 \text{ см}^{-3}$. Соответственно, среднее расстояние между частицами $> 0,5 \text{ мм}$, что существенно превышает размеры частицы. Можно считать, что изначально нанометровые частицы являются незаряженными или обладают весьма малым зарядом. Согласно расчетам [4], характерный заряд частиц составляет $2\text{--}20 |e|$, а соответствующий параметр неидеальности для системы пылевых частиц $G_{Debye} = Ze^2/(r_{Debye} T) \leq 0,01$.

Таким образом, взаимодействием при движении частиц мы можем пренебречь.

Будем считать, что изолированная частица движется вертикально и тормозится атмосферой. В этом случае на нее действуют силы тяжести и сопротивления среды. Для последней удобно использовать приближение сплошной среды, так как в этом случае силы сопротивления среды являются силами Стокса и Архимеда [5]. Это приближение применимо в случае, если длина свободного пробега молекул в газе много меньше размеров частицы, т. е.

$$\lambda = (1/n_{Air}(z)\sigma) \ll r_{particle} \sim 10^{-8} - 10^{-7} \text{ м.} \quad (1)$$

Характерный радиус взаимодействия между парой молекул для широкого набора газов, включая кислород и азот, составляет несколько ангстрем [6]. Соответственно, сечение рассеяния можно оценить как $\sim 10^{-19} \text{ м}^2$. Распределение концентрации по высоте приведено на рис. 1. Соответствующая плотность достигается уже на высоте в несколько сотен километров. Собственно на этой высоте частица и начинает тормозиться.

Таким образом, в области существования серебристых облаков мы можем использовать приближение сплошной среды.

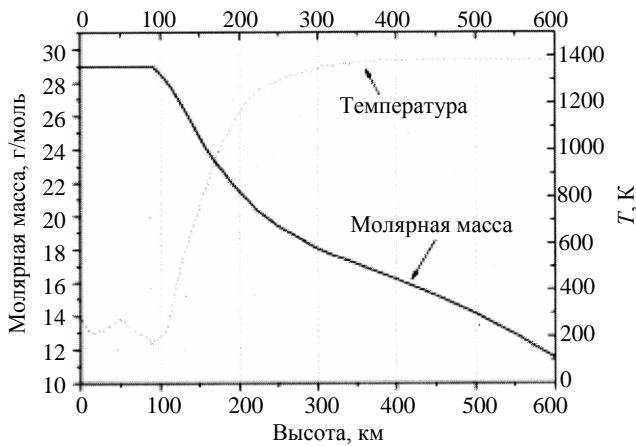


Рис. 1. Распределение концентрации и температуры воздуха по высоте атмосферы

Далее будем считать, что ось z направлена вверх, тогда движение частицы описывается как

$$m_d(z) \frac{d^2 z}{dt^2} = (m_d(z) - \rho_{Air}(z)V)g - \alpha(z) \left(\frac{dz}{dt} - u_{air}(z) \right), \quad (2)$$

где m_d — масса частицы;

V — объем частицы;

ρ_{Air} — плотность (массовая) воздуха;

α — коэффициент Стокса.

Коэффициент α , как и сила Стокса, обычно вводится, когда объект движется в неподвижной среде, поэтому если среда сама движется, то нужно перейти в систему отсчета, связанную со средой. В силу сказанного в (2) введена вертикальная компонента скорости среды u_{Air} , соответствующая восходящим потокам воздуха, имеющимся в атмосфере. Все величины в (2) зависят от высоты. Из (2) следуют условия равновесия, когда ускорение и скорость частицы обращаются в ноль:

$$1 - \frac{\rho_{air}(z)}{\rho_d(z)} + \frac{\alpha(z)u_{air}(z)}{m_d(z)g} = 0. \quad (3)$$

Будем считать, что частица имеет сферическую форму. Распределение ее размеров по высоте и от времени приведено в работе [4] для высот 80—90 км.

Характерное время формирования частицы в [4] было оценено как 10 ч. За этот период частица не стояла на месте, а колебалась в рассматриваемом диапазоне высот вверх и вниз, так как ее размеры менялись.

Отметим, что восходящие потоки воздуха также неявно влияют и на размер частицы, так как определяют скорость седиментации паров воды на частице. В диапазоне 80—90 км скорость восходящих потоков воздуха составляет 10 см/с [4].

В более широком диапазоне высот эта скорость может принимать и большие значения [3]. (При более низких высотах она может достигать и 30 см/с.) Однако при дальнейшем увеличении высоты скорость восходящих потоков, как правило, падает. Так как согласно сделанной выше оценки частица начинает тормозиться с высоты в несколько сотен километров (если считать, что частица "падает сверху"), то мы можем принять линейную аппроксимацию для скорости $u_{Air} = -kz + b$, где $k \approx 2,4 \cdot 10^{-7} \text{ 1/с}$, $b \approx 0,12 \text{ м/с}$. При этом полагалось, что на высоте 500 км частица уже не тормозится, и скорость восходящих потоков воздуха можно считать равной нулю, а на высоте 80 км она принимается равной 10 см/с, как и в [4].

Коэффициент торможения α приведен в работах [2, 4]. Он связан со средней тепловой скоростью и плотностью воздуха. В [2] получено соотношение для установившейся скорости частицы u , падающей только под действием силы тяжести. В этом случае такая скорость определяется как $u = m_d g / \alpha$. Тогда коэффициент торможения будет $\alpha = m_d g / u$, что дает

$$\alpha = \frac{m_d(z)n_{air}(z)\phi_D}{\rho_d(z)r} \sqrt{\frac{2m_{air}k_B T(z)}{\pi}},$$

где m_{air} — массы усредненной молекулы воздуха (ее можно положить равной $m_{air} = 5 \cdot 10^{-27} \text{ кг}$);

r — радиус частицы;

T — температура атмосферы в окрестности частицы;

ϕ_D — геометрический фактор, зависящий от формы частицы, для сферической частицы он равен единице.

Распределение температуры по высоте представлено в [2, 4] для диапазона высот 60—100 км, для более широкого диапазона данные по температуре приведены на рис. 2. Согласно этим данным температура в термосфере на высоте 300—500 км достигает 500—600 К, далее она линейно падает и достигает минимума 150—200 К на высоте образования NLC. Таким образом, с 500 до 100 км мы можем использовать линейную зависимость температуры от высоты, а в диапазоне 100—60 км — пользоваться данными работы [4].

В результате для расчета высоты образования NLC нам осталось определиться с зависимостью радиуса и плотности частицы от высоты. Изначально метеоритная частица имеет некую основу, возможно металлическую, — это ядро размером порядка $r_1 \sim 1 \text{ нм}$ с плотностью ρ_1 . Далее на частице конденсируются пары воды, которые легче воздуха, с плотностью ρ_2 , меняющейся с высотой. При этом размер частицы достигает $r_2 \sim 0,1 \text{ мкм}$.

Итоговая плотность частицы выражается как

$$\rho = (\rho_1 r_1^3 + \rho_2(z)(r_2^3(z) - r_1^3)) / r_2^3(z).$$

В работе [4] считалось, что конденсация насыщенных водяных паров начинается на высоте ~ 100 км. До этого частица представляет только ядро нанометровых размеров. В соответствии с этим предположением радиус частицы порядка 1 нм находится в диапазоне высот 100—500 км, а потом начинает меняться. Плотность в этом случае при высотах свыше 100 км постоянна, а далее тоже меняется.

Основой частицы может быть металл — кальций или натрий [4]. Соответственно, плотность $\rho_1 \sim 1$ г/см³. Плотность насыщенных паров воды на высоте 60 км составляет $\rho_2 \sim 0,015$ г/см³, далее линейно падает с высотой (на высоте 100 км она уже в 10 раз меньше [2—4]). Однако конечный радиус частицы может быть на несколько порядков больше радиуса начального ядра. Изменение радиуса частицы в диапазоне 80—100 км приведено в [4]. Этот радиус колеблется в районе ~ 1 мкм. При этом на высоте < 100 км размер частицы может как возрастать, так и убывать. Более детально соответствующие процессы рассматриваются в работах [1—4]. Очевидно, пока частица падает, начиная с 500 км, ее размер возрастает с 1 нм до 1 мкм на 100 км. Будем считать, что радиус частицы в этом диапазоне меняется тоже линейно.

Результаты расчетов

Для определения возможной высоты частицы численно решалось уравнение (3). Все параметры входящие в него, определены выше. Единственной изменяемой переменной является плотность нанометрового ядра частицы. При решении уравнения (3) была задана разная плотность этого ядра в диапазоне 0,5—3 г/см³. Результаты расчета представлены на рис. 2. Как видно из рис. 2, более легкие частицы (0,5—0,8 г/см³) обладают равновесной высотой в диапазоне свыше 100 км, более тяжелые (0,8—1,5 г/см³) могут остановиться как раз в области наблюдения NLC, а еще более тяжелые пролетают ниже. Более тяжелые частицы могут достигать более низких высот, что связано с тем, что в анализе их поведения не учитывался детально тот факт, что они могут сгорать еще на высотах > 100 км и уменьшаться до размеров, когда приближение сплошной среды неприменимо. В этом случае частица может не достичь и высоты образования NLC. Описание процессов разрушения частицы, однако, не является целью настоящей работы.

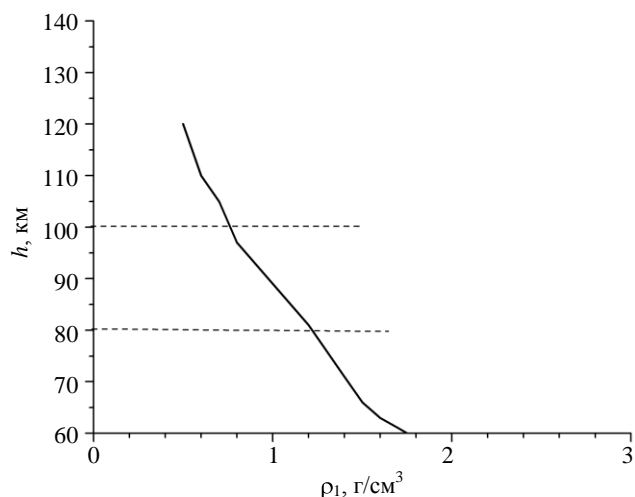


Рис. 2. Зависимость равновесной высоты частицы от плотности ее ядра (пунктиром указаны высоты, где наблюдаются NLC)

Еще одним немаловажным аспектом является начальная скорость мини-метеорита, с которой он входит в атмосферу. Очевидно, что не каждый такой метеорит остановится в интересующем нас диапазоне, если его скорость достаточно велика. При этом, чем больше скорость движения частицы в среде, тем эффективнее она разрушается в плотных слоях атмосферы. Поэтому для определения таких скоростей нужна более сложная модель поведения частицы в широком диапазоне высот, так как все параметры в уравнении (2), связанные с размером и формой частицы, будут зависеть от нее. Пренебрежение такой зависимостью, как это сделано в (2), может дать начальную оценку для вертикальной составляющей начальной скорости частицы.

Соответствующее решение уравнения (2) с плотностями ядра 0,8—1,5 г/см³ (т. е. с теми, которые определяют правильную высоту) дает значение этой скорости ~ 20 см/с. Так как скорость мини-метеоритов обычно значительно больше, то это означает, что частицы, образующие NLC, входят в атмосферу по касательной. Однако это лишь оценка, и более строгая модель может существенно изменить это значение.

Заключение

Построена простая модель торможения микрометеоритов в верхних слоях атмосферы в целях дальнейшего применения к процессу формирования серебристых облаков. Рассмотрены условия, при которых такое торможение приводит к остановке частицы на определенной высоте. Основной переменной, которая влияет на данную высоту, является плотность ядра микрометеорита. Показа-

но, что при плотностях $0,8\text{—}1,5\text{ г/см}^3$ частица может остановиться в диапазоне высот $70\text{—}100\text{ км}$, что соответствует области образования серебристых облаков. Оценки начальной скорости, с которой микрометеорит входит в атмосферу, показали (в рамках рассматриваемой модели), что частицы, образующие NLC, входят в атмосферу по касательной.

Л и т е р а т у р а

1. Scales G. A., Ganguli G.// New Journal of Physics. 2004. V. 6. P. 12.
2. Turco R. P. et al.// Planet. Space Sci. 1982. V. 30. P. 1147.
3. Mathews J. D.// J. of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. 1998. V. 60. No. 4. P. 413—435.
4. Клузов Б. А., Морфилл Г. Е., Понпель С. И.// ЖЭТФ. 2005. Вып. 127. С. 171.
5. Ландау Л. Д., Лившиц Е. М. Курс теоретической физики// Гидродинамика. Т. VI. — М.: Наука, 1994.
6. Смирнов Б. М.// УФН. 2001. Т. 171. С. 1291.

Статья поступила в редакцию 11 декабря 2008 г.

Calculation of the height for noctilucent clouds in the atmosphere

E. M. Apfelbaum, Yu. P. Vlasov, S. A. Trigger
Joint Institute for High Temperatures RAS, Moscow, Russia

The process deceleration for micrometeorites is considered in the upper Earth atmosphere. This process can lead to the creation on the height of order $70\text{—}90\text{ км}$. So-called the Noctilucent Clouds. These clouds at some conditions can be visualized by the eye. Explanation of the height and the typical structure of these clouds has no systematic solution because the correct description of the essential forces, acting on micrometeorites, as well as the parameters of the micrometeorites was not yet done with the necessary accuracy. The developed model gives a simple and effective way to consider the deceleration of the micrometeorites. The non-stationary solution will be considered in the separate publication. For the stationary solution we found the reasonable agreement between the observations and our calculations.

PACS: 06.30.-k

УДК 533.9.072

Численное 1D PIC-моделирование ускорения ионов при взаимодействии релятивистского светового импульса с плазмой: оптимизация структуры двухкомпонентных многослойных мишеней

И. А. Сидоров
Институт общей физики РАН им. А. М. Прохорова, Москва, Россия

А. Б. Савельев
Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва, Россия

Моделирование ускорения ионов проведено с использованием одномерного 1D2P PIC-кода. Исследованы зависимости максимальной энергии и ширины энергетического спектра получаемых ионных пучков от длительности и интенсивности используемого излучения, а также от параметров мишени (толщины и количества слоев, видов и концентраций атомов). Найдена оптимальная конфигурация мишени, при которой энергия ускоренных ионов максимальна ($5\text{—}160\text{ МэВ}$ для интенсивностей $5\cdot 10^{18}\text{—}5\cdot 10^{20}\text{ Вт/см}^2$). Показано, что найденная оптимальная конфигурация мишени зависит от интенсивности и не зависит от длительности лазерных импульсов.

PACS: 52.38.-г

Введение

Достигнутые в последнее время интенсивности лазерного излучения (свыше $2\cdot 10^{22}\text{ Вт/см}^2$ [1]) поз-

волили получить ряд интересных результатов в экспериментах по получению ионных пучков высоких энергий при облучении тонких фольг интенсивным лазерным излучением. Такой способ