

В.В. Осечкин, Е.В. Гниловской, В.Е. Потемкин

**ОЦЕНКА ДОПОЛНИТЕЛЬНОГО ОЗОНООБРАЗОВАНИЯ
В ЗИМНЕЙ НИЖНЕЙ ПОЛЯРНОЙ СТРАТОСФЕРЕ
С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ НЕКОТОРЫХ ПОЛОЖЕНИЙ
ТЕОРИИ ВОЛЬТЕРРА**

V.V. Osetchkin, E.V. Gnilovskoy, V.E. Potiomkin

**AN ESTIMATION OF ADDITIONAL OZONEFORMING
IN THE WINTER LOWER POLAR STRATOSPHERE
MAKING USE OF SOME ASPECTS OF THE VOLTERRA'S THEORY**

Показано дальнейшее применение «математической теории борьбы за существование», разработанной итальянским математиком Вито Вольтерра для оценки дополнительного образования озона в зимней нижней полярной стратосфере. Полученные результаты оказались в соответствии с данными вычислений, выполненных настоящими авторами ранее.

Ключевые слова: зимняя нижняя полярная стратосфера, галактические космические лучи, дополнительное озonoобразование, теория Вольтерра.

Further application of the Volterra's theory to estimating an additional ozoneforming in the winter lower polar stratosphere is shown. The results obtained turned out to be in an agreement with the ones calculated by the present authors much earlier.

Key words: winter lower polar stratosphere, galactic space rays, additional ozoneforming, the Volterra's theory.

Современная фотохимическая теория стратосферного озона, несмотря на значительные коррективы, внесённые в неё в последние десятилетия (особенно в 60–70-е годы прошлого столетия), по-прежнему находится в противоречии с основными особенностями его пространственно-временного распределения. В частности, упомянутая теория до настоящего времени не в состоянии объяснить природу формирования весеннего максимума общего содержания озона в полярных и субполярных районах.

Трудности объяснения происхождения весеннего максимума общего содержания озона могут быть успешно преодолены, если к фотохимической теории образования озона привлечь механизм воздействия на озоносферу частиц космического происхождения (преимущественно протонов).

Кратко напомним сущность предложенного авторами ещё в 1989 г. механизма [Осечкин, 1989] *. Известно, что во время полярной ночи солнечная ультрафиолетовая радиация (УФР) отсутствует. Также известно, что в нижней стратосфере в полярных районах консервативность озона в зависимости от высоты составляет от 100 до 500 суток [Solomon, 1985]. При такой высокой консервативности содержание озона в полярной стратосфере должно было бы сохра-

* Несколько позднее (1990) нечто подобное опубликовала Р.С.Стеблова (см. список литературы).

няться до весны на осеннем уровне. В действительности во время полярной ночи (начиная уже с сентября) в полярной и субполярной областях стратосферы наблюдается рост общего содержания озона. Это указывает на существование в стратосфере источника озона отличного от фотохимического. Авторы работы [Осечкин, 1989] предположили, что единственным источником озона образования во время полярной ночи является радиолиз молекулярного кислорода атмосферы протонами галактических космических лучей (ГКЛ). С учётом упомянутой выше консервативности озона происходит его накопление в зимней нижней полярной стратосфере, что и является причиной образования весеннего максимума общего содержания озона в полярных и субполярных районах. Более того, с помощью описанного механизма можно объяснить формирование высотного слоя с наибольшей плотностью озона. Поскольку процесс радиолиза молекулярного кислорода в полярной стратосфере в основном ограничивается высотами 8–18 км и с максимальным поглощением ГКЛ в слое 13–16 км, то, очевидно, что как раз в этом слое и происходит формирование максимальной плотности озона, или вторичного максимума в вертикальном распределении плотности озона, расположенного ниже основного озонового максимума. Разрушение вторичного максимума происходит в конце весны путём воздействия солнечной озоноразрушающей радиации. Этот механизм подробно рассмотрен в работе [Осечкин, 1993].

Обращаем внимание исследователей, что именно вторичный максимум плотности озона и является ответственным за весенний максимум общего содержания озона в полярной стратосфере и именно он вносит дисбаланс в фотохимическую теорию. Несмотря на то что в летнее время вторичный максимум плотности озона исчезает [Осечкин, 1993] благодаря доминирующему проявлению солнечной озоноразрушающей радиации (в слое 8–18 км), тем не менее в среднем в полярной области за счёт продолжительности полярной ночи общее содержание озона в северных широтах больше, чем в средних и южных. Этот «меридиональный эффект» общего содержания озона был обнаружен ещё в 1927 г. в результате организации Добсоном мировой озонметрической сети. Проанализировав данные первых наблюдений, выдающийся английский геофизик Сидней Чепмэн в 1930 г. предположил, что севернее 45° с.ш. его фотохимическая теория не сможет объяснить рост озона в направлении к полярным широтам и в этой области, по-видимому, имеет место проявление какого-либо другого физического механизма, отличного от фотохимического.

В последующих исследованиях [Осечкин, 1989] роль ГКЛ в физике озоносферы указанные авторы предложили ещё один подход, дающий дополнительную информацию о природе нефотохимического источника озона в зимней полярной стратосфере. В упомянутой выше работе авторы представили озоносферу как симметрически-однородный слой (наподобие однородно-намагниченного шару), в котором концентрация озона на данной высоте по всем направлениям постоянная и изменяется только по высоте в соответствии с фотохимиче-

ской теорией. Асферическая составляющая при таком подходе представляет собой ту дополнительную концентрацию, которая адекватна проявлениям независимого (нефотохимического) источника.

В нашей первой статье по проблеме роли ГКЛ в формировании весеннего максимума общего содержания озона в нижней полярной стратосфере [Осечкин, 1989] мы оценили степень накопления озона от осени к весне. Оценка проводилась с учётом структуры магнитного поля Земли по лабораторным данным о продуктивности озонобразования в системе $N_2 + O_2$ [Пикаев, 1985]. Результаты вычислений показали, что величина вторичного максимума плотности озона составляет около 100 Д.ед.

В течение длительного времени (с 1989 г.) не представлялось возможным сравнить упомянутую величину с результатами вычислений, полученных другими авторами. Причина этого положения довольно банальна – многие исследователи до настоящего времени не принимали всерьёз роль ГКЛ в формировании вторичного максимума плотности озона и, следовательно, подобных оценок не проводилось.

В последние годы авторы настоящей работы находились в творческом поиске, пытаясь найти такой независимый метод расчёта дополнительного озонобразования, который позволил бы сравнить полученную нами ранее оценку [Осечкин, 1989] с результатами вычислений, произведёнными в настоящей работе. Разработать такой независимый метод нам помогло тщательное изучение «математической теории борьбы за существование», созданной итальянским математиком Вито Вольтерра [Вольтерра, 1976]. На основе этой теории в предыдущей работе [Осечкин, 2009] нам удалось получить решение системы уравнений применительно к процессам озонобразования и озоноразрушения в указанных выше условиях на высотах 8–16 км. После ряда преобразований, выполненных в работе [Осечкин, 2009], итоговое уравнение приняло следующий вид:

$$\beta_1 k_1 \log N_1 + \beta_3 k_3 \log N_3 = [-\alpha_3 \beta_3 k_3 + \alpha_1 \beta_1 k_1 + (N_1 - N_3) a_{13}] t, \quad (1)$$

где N_1, N_3 – концентрации указанных газов; k_1, k_3 – коэффициенты прироста исследуемых газов; $\alpha_1, \alpha_3, \beta_1, \beta_3$ – массовые числа рассматриваемых элементов; $a_{1,3}$ – коэффициент поглощения атомарного кислорода озоном. Напомним, что индексы 1 и 3 относятся к «элементам» взаимодействия: атомарному кислороду, молекулярному кислороду и озону соответственно.

Численные оценки показывают, что последним слагаемым в квадратных скобках можно пренебречь. Это можно проверить, подставив численные значения величин, которые приведены далее. Тогда после интегрирования (1) получим:

$$N(N_1)^{k_1 \beta_1} (N_3)^{k_3 \beta_3} = C e^{(\alpha_1 \beta_1 k_1 - \alpha_3 \beta_3 k_3) t}. \quad (2)$$

Постоянная C – это характеристика процесса в начальный момент времени ($t = 0$); она может быть найдена из очевидной формулы:

$$N_3(0) = C = N_1(0)^{k_1\beta_1} N_3(0)^{k_3\beta_3}. \quad (3)$$

Иными словами, это есть значение левой части (2) в начальный момент времени $t = 0$. Решив уравнение (2) относительно искомой величины $N_3(t)$, получим:

$$N_3(t) = \left(\frac{N_1(0)}{N_1(t)} \right)^{\frac{k_1\beta_1}{k_3\beta_3}} N_3(0) e^{\left(\frac{\alpha_1\beta_1 k_1}{\beta_3 k_3} - \alpha_3 \right) t}. \quad (4)$$

Соотношение (4) представляет собой наиболее удобное и сравнительно простое выражение для вычисления зависимости концентрации атмосферного озона в упомянутых выше условиях от времени.

Поскольку ГКЛ производят в единицу времени постоянное количество атомарного кислорода и последний быстро вступает в реакцию, то можно приблизительно записать $N_1(0) \approx N_1(t)$, что приводит к упрощению выражения (4):

$$N_3(t) = N_3(0) e^{\left(\frac{\alpha_1\beta_1 k_1}{\beta_3 k_3} - \alpha_3 \right) t}. \quad (5)$$

Рассмотрим значения констант, входящих в уравнение (5).

Коэффициенты α_1 , α_2 , α_3 основных элементов O, O₂, O₃ фактически являются производными величин N_1 , N_2 , N_3 по времени, т.е. $\frac{\partial N_1}{\partial t}$, $\frac{\partial N_2}{\partial t}$ и $\frac{\partial N_3}{\partial t}$, определяемые в условиях полярной ночи действием ГКЛ.

Коэффициент прироста атомарного кислорода α_1 имеет максимальное значение на высоте 15 км и равно $\alpha_1 = 6 \times 10^4 \text{ с}^{-1}$ [Осечкин, 1989], α_2 – относительно малая величина, ей можно пренебречь, т.е. $\alpha_2 \approx 0$. Коэффициент прироста озона является искомой величиной.

Массы элементов O, O₂ и O₃ (в граммах) легко определяются по формулам:

$$\beta_1 = \mu_1 m_p; \quad \beta_2 = \mu_2 m_p; \quad \beta_3 = \mu_3 m_p \quad (6)$$

где μ_1 , μ_2 , μ_3 – молекулярные атомные веса O, O₂ и O₃, равные соответственно 16, 32 и 48 а.е.м.; m_p – атомная единица массы изотопа O¹⁶ ($1,67 \times 10^{-24}$ г.). Далее вспомним, что в нашей работе [Осечкин, 2009] были введены следующие обозначения:

$$k_1 = a_{2,3}; \quad k_3 = a_{1,2}, \quad (7)$$

где $a_{1,2}$ и $a_{2,3}$ – коэффициенты взаимодействия двух элементов (по аналогии с коэффициентами Вольтерра, учитывающими взаимодействие двух биологических объектов, «пожирающих» друг друга [Вольтерра, 1976]).

Согласно теории Вольтерра, коэффициенты $a_{1,2}$ и $a_{2,3}$ можно записать следующим образом:

$$a_{r,s} = m_{r,s} \rho_{r,s} \beta_r; \quad a_{r,s} = -a_{s,r}, \quad (8)$$

где $m_{r,s}$ – коэффициенты встреч элементов r и s в единицу времени (известное положение из молекулярно-кинетической теории); индексы r и s пробегают значения 1, 2, 3.

Число столкновений Z элементов r и s описывается соотношением:

$$Z = m_{r,s} N_r N_s, \quad (9)$$

где N_r и N_s – концентрации элементов r и s . Поскольку в описываемом случае речь идёт о столкновении газовых молекул “ r ” и “ s ”, то в соответствии с молекулярно-кинетической теорией коэффициент $m_{r,s}$ может быть найден по формуле:

$$m_{r,s} = 4\pi\sqrt{2}r_s\bar{V}_s, \quad (10)$$

где \bar{V}_s – средняя тепловая скорость молекул элемента “ s ” при температуре окружающей среды $T \approx 218$ К. Средние тепловые скорости можно найти по формуле [Ландау, 1962]:

$$\bar{V}_s = 1,6\sqrt{\frac{RT}{\mu_s}}. \quad (11)$$

Вычисленные нами средние тепловые скорости соответственно равны:

$$\bar{V}_1 = 5,38 \times 10^2 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}, \quad \bar{V}_2 = 381 \times 10^2 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}, \quad \bar{V}_3 = 311 \times 10^2 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}. \quad (12)$$

При столкновении элемент “ s ” захватывает (или, как сказано выше, «пожирает») элемент “ r ” с продуктивностью или коэффициентом захвата $\rho_{r,s}$. Этот коэффициент захвата может принимать значения в интервале $0 \leq \rho_{r,s} \leq 1$ (при $\rho_{r,s} = 1/2$ события захвата и незахвата равновероятны). Наконец, численные значения коэффициентов Вольтерра в формуле (5) следующие: $k_1 = a_{2,3} = 2,26 \times 10^{-32} \text{ г} \cdot \text{см}^{-6} \cdot \text{с}^{-1}$, $k_3 = a_{1,2} = 7,61 \times 10^{-33} \text{ г} \cdot \text{см}^{-6} \cdot \text{с}^{-1}$.

После вычисления основных констант обратимся к уравнению (5), из анализа которого видно, что концентрация озона в рассматриваемых условиях изменяется в зависимости от времени по экспоненциальному закону. Поскольку по данным многочисленных наблюдений в нижней стратосфере во время полярной ночи формируется весенний максимум озона, следовательно, знак показателя экспоненты в (5) должен быть положительным.

Выполним необходимые оценки. В соответствии с данными наблюдений общее содержание озона от сентября к апрелю в полярных и субполярных районах увеличивается в среднем от 315 до 400 Д.ед. [London, 1976]. Длительность полярной ночи принимаем равной 2×10^7 с. Считая, что входящие в формулу (5) константы в течение полярной ночи остаются неизменными и, также принимая во внимание консервативность озона в нижней стратосфере, после логарифмирования формулы (5) и несложных преобразований получаем:

$$\alpha_1 \frac{a_{23}}{a_{21}} \approx 3\alpha_3. \quad (13)$$

Подставляя значения $a_{2,3}$ и $a_{2,1}$ в соотношение (13), окончательно получаем:

$$\alpha_3 = 0,976 \alpha_1, \quad (14)$$

т.е. коэффициент прироста атомарного кислорода незначительно превосходит коэффициент прироста озона. Это означает, что для непрерывного увеличения озона в рассматриваемых условиях необходимо постоянное присутствие атомарного кислорода, единственным источником которого являются ГКЛ.

Расчёт по формуле (5) показывает, что концентрация озона к концу полярной ночи вырастает приблизительно в 1,3 раза по сравнению с её осенним (сентябрьским) значением. Поскольку средняя концентрация озона в сентябре на высоте 13 км составляет $0,75$ молекул·см⁻³, то к концу полярной ночи (апрель) она увеличивается до $0,975$ молекул·см⁻³. Проинтегрировав это значение для атмосферного слоя 8–18 км (10^6 см), получим суммарное значение концентрации озона в указанной толще $\approx 10^{18}$ молекул·см⁻², т.е. около 100 Д.ед., что находится в соответствии с результатами наблюдений.

Подводя итоги, отметим, что разработанный авторами метод оценки вторичного максимума плотности озона в зимней нижней полярной стратосфере является независимым от метода, предложенного авторами ранее, и согласуется с результатами наблюдений. Особо подчеркнём, что незаслуженно не замечаемая некоторыми исследователями гипотеза о космическом происхождении весеннего максимума общего содержания озона в полярных и субполярных районах, выдвинутая авторами ещё в 1989 г., наконец-то находит подтверждение в данных наблюдений.

Литература

1. *Вольтерра В.* Математическая теория борьбы за существование. – М.: Наука, 1976. – 350 с.
2. *Ландау Д.Л., Лившиц Е.М.* Теоретическая физика. т. 3, гл. VII. Теория упругих столкновений. – М.: Изд-во физ.-мат. лит-ры, 1962, с. 541–613.
3. *Осечкин В.В., Гниловской Е.В., Кондратович К.В.* О воздействии галактических космических лучей на формирование весеннего максимума общего содержания озона в полярных и субполярных районах // ДАН, 1989, т. 305, № 4, с. 825–828.
4. *Осечкин В.В., Смышляев С.П.* Механизм образования и разрушения вторичного максимума в вертикальном распределении плотности озона в нижней полярной стратосфере // ДАН, 1993, т. 38, с. 671–673.
5. *Осечкин В.В., Гниловской Е.В.* О природе нефотохимического источника озона в стратосфере и возможности его географической идентификации // ДАН, 1997, т. 355, № 4, с. 535–539.
6. *Осечкин В.В., Гниловской Е.В., Потемкин В.Е.* Опыт математической формализации некоторых уравнений атмосферной химии (озонового цикла) на основе теории Вольтерра // Уч. записки РГГМУ, 2009, № 9, с. 66–69.
7. *Пикаев А.К.* Современная радиационная химия. – М.: Наука, 1985. – 374 с.
8. *Стеблова П.С.* О воздействии галактических космических лучей на озоносферу // ДАН, 1990, т. 315, № 5, с. 1097–1102.
9. *London J.* Atlas of the global distribution of total ozone. – NCAR, Boulder, Colorado, USA? (part 1). 1976. – 146 p.
10. *Solomon S., Garcia R.R., Stordial S.* Transfer of ozone and its perturbations. // J. Geophys. Res., 1985, D90, #7, p. 12981–12989.