

РАЗРУШЕНИЕ ОЗОННОГО СЛОЯ ПРИ ПАДЕНИИ МЕТЕОРОИДА В ОКЕАН

Б.А.Клумов

Институт динамики геосфер, 117334 Москва, Россия

Поступила в редакцию 1 июля 1999 г.

После переработки 28 июля 1999 г.

Падение крупных небесных тел в океан приводит к выбросу на стратосферные высоты большого числа соединений, разрушающих, прямо или косвенно, молекулы озона, таких как, например, HCl, Cl, Br, Na, H₂O, OH, NO. Возникающее при таком разрушении озона просветление атмосферы в УФ диапазоне создает отрицательную обратную связь, восстанавливающую озон. Характерное время такого восстановления в стратосфере резко падает с уменьшением высоты и меняется от нескольких месяцев на высоте 30 км до нескольких суток на высоте 20 км.

PACS: 94.10.Dy, 96.35.-j

В настоящей работе рассматривается влияние падения крупных небесных тел на процессы, контролируемые уровнем озона в стратосфере.

Легко оценить минимальный размер метеороида r^{cr} , достигающего поверхности Земли: масса столба воздуха, вовлеченного в движение при торможении в атмосфере, порядка массы метеороида, что дает: атмосфера "прозрачна" для метеороидов размером r_i больших, чем $r^{cr} \sim \rho_0 \rho_i^{-1} H_{zap} \sin^{-1} \theta$, где ρ_i, ρ_0 – плотности метеороида и атмосферы Земли у поверхности (H_{zap} – шкала высот атмосферы, $H_{zap} \approx 8$ км на высотах стратосферы), θ – угол входа метеороида в атмосферу. Для наиболее вероятных углов входа ($\theta \approx 45^\circ$) получаем, что $r^{cr} \approx 10$ м.

В процессе торможения метеороид деформируется под действием набегающего потока воздуха. В гидродинамическом приближении сечение взаимодействия метеороида с атмосферой растет с увеличением плотности: $dr_i/dt \approx v_i \sqrt{\rho(h)}/\rho_i$, где v_i – скорость метеороида. Легко показать, что в этом случае r^{cr} значительно больше, чем при торможении недеформируемого метеороида:

$$r^{cr} \approx \frac{H_{zap}}{\sin \theta} \sqrt{\frac{\rho_0}{\rho_i}} \approx 200 - 300 \text{ м}$$

для астероидов ($\rho_i \approx 2.5$ г/см³) и комет ($\rho_i \approx 1$ г/см³), соответственно. Масса такого метеороида $M^{cr} \sim 10^{14}$ г.

Рассмотрим реакцию озонового слоя на падение в океан метеороида с $r_i \approx r^{cr}$. Отметим, что вероятность столкновения такого метеороида с Землей порядка 10^{-4} лет⁻¹ [1]. Без ограничения общности можно считать¹⁾, что $v_i \approx 25$ км/с, $\rho_i \approx 1$ г/см³. Будем рассматривать влияние на озон только океанической воды, которая может быть доставлена на стратосферные высоты при таком ударе (то есть используем приближение глубокого океана). Эффекты, связанные с наличием дна,

¹⁾ Согласно [2], для коротко-периодических комет, сталкивающихся с Землей, наиболее вероятная скорость удара близка к 25 км/с, для астероидов она существенно ниже и составляет примерно 12 км/с.

не будем учитывать. Для достаточно больших метеороидов это предположение нарушается, поскольку глубина проникновения d_p метеороида в океан становится больше глубины океана (для кометы при вертикальном ударе $d_p \simeq (4 - 6)r_i$ (см., например, [3]) и вместе с водой в стратосферу выбрасывается вещество грунта. Следует отметить, что в большинстве работ, в которых рассматривалось воздействие ударов крупных небесных тел на окружающую среду, исследовалось главным образом изменение радиационного баланса (запыленность атмосферы, нагрузка ее аэрозолями и парниковыми газами (CO_2 , H_2O , CH_4 и др.) и возможные изменения климата, индуцированные ударом (см., например, [4] и ссылки в ней). В настоящей же работе рассматривается случай, когда радиационный баланс нарушается вследствие фотохимического разрушения озонового слоя, вызванного доставкой в стратосферу озоноактивных (разрушающих озон) соединений после удара. Мы будем рассматривать удар метеороидов с $r_i \simeq r^{cr}$, для которых приближение глубокого океана является достаточно оправданным.

Океаническая вода содержит в значительных количествах озоноактивные соединения, такие, как, например, Na, Cl, Br. Влияние воды обусловлено возможностью ее фотораспада в стратосфере под действием солнечного излучения с образованием озоноактивного радикала OH. Окись же азота NO, которая эффективно разрушает озон, может образовываться за фронтом ударной волны (УВ), которая формируется как в процессе торможения метеороида в атмосфере, так и в процессе сверхзвукового выброса вещества ударника и мишени непосредственно после удара.

Определенное влияние на стратосферный озон может оказывать след от метеороида, в котором образуется значительное количество окислов азота. Однако для не очень больших метеороидов время жизни озоновой депрессии, вызванной указанным следом, невелико, а ключевую роль играет выброшенный в стратосферу ударный пар. Покажем это.

Начальное давление p_0 в следе метеороида порядка $(0.2 - 0.3)\rho_s v_i^2 \gg p_s$, где ρ_s , p_s - плотность и давление окружающего стратосферного воздуха, параметр $r_i v_i^2 / H_{zap} c_s^2 \gg 1$ для $r_i \sim r^{cr}$, где c_s - скорость звука в стратосфере. Указанный параметр является отношением времени существования сильной УВ ($\tau \sim r_s / v_i \simeq \simeq (dE_i / dh)^{0.5} \rho_s^{-0.5} c_s^{-2} \simeq r_i v_i c_s^{-2}$, где r_s - радиус сильной УВ, E_i - энергия метеороида) к характерному времени торможения ($\tau \sim H_{zap} / v_i$). Поэтому для рассматриваемых параметров удара расширение следа метеороида можно описывать в приближении сильного цилиндрического взрыва. При таком взрыве за фронтом УВ происходит образование и закалка окиси азота NO.

Массу окиси азота M_{NO} , образующейся за фронтом УВ в стратосфере при торможении метеороида, можно оценить из соотношения

$$M_{NO} \simeq \pi r_i^2 \delta_{NO} \rho_s H_{zap}, \quad (1)$$

где δ_{NO} - относительное содержание NO в следе метеороида, "замороженного" при быстром охлаждении воздуха, нагретого УВ. Время установления термодинамического равновесия для NO в горячем воздухе, τ_{NO} , определяется (в интересующем нас диапазоне температур (1500 - 2500 К) - как будет показано ниже, в этом диапазоне температур характерное время охлаждения следа сравнимо с временем установления термодинамического равновесия NO) реакцией: $\text{NO} + \text{O}_2 \rightarrow \text{NO}_2 + \text{O}$ с константой реакции $k_1 \simeq 3 \cdot 10^{-12} \exp(-23400 \text{ K}/T)$, соответственно $\tau_{NO} = (k_1 [\text{O}_2])^{-1} \sim \simeq 10^{-7} \exp(23400 \text{ K}/T) \rho_0 / \rho_s$. Здесь $[\text{O}_2]$ - концентрация молекулярного кислорода

на стратосферных высотах, доля которого в воздухе в рассматриваемом диапазоне температур $\simeq 0.2$. Видно, что τ_{NO} резко растет при охлаждении воздуха; в нижней стратосфере на высотах $\simeq 20$ км $\tau_{\text{NO}} \sim 0.01$ с при температуре 2500 К и $\tau_{\text{NO}} \sim 10$ с при температуре 1500 К.

Температуру закалки окиси азота T_{NO}^q можно оценить из соотношения: $\tau_{\text{NO}}(T_{\text{NO}}^q, p_s) \simeq \tau_c$, где τ_c – характерное время охлаждения горячего воздуха в следе метеороида, $\tau_c \sim r_i/c_s$. Доля же "замороженной" при таком разлете окиси азота δ_{NO} близка к термодинамически равновесной доле NO при температуре, равной температуре закалки, и давлении, равном давлению p_s окружающего стратосферного воздуха. В рассматриваемом нами случае ($r_i \simeq r^{cr}$) $\tau_c \sim 0.3$ с, а $T_{\text{NO}}^q \sim 1750 - 2000$ К. При таких температурах равновесное содержание NO в воздухе составляет примерно 1%. На стратосферных высотах таким значениям, δ_{NO} соответствует концентрация n_{NO}^w окиси азота: $n_{\text{NO}}^w \simeq 10^{15} - 10^{16}$ см $^{-3}$. Это очень высокие концентрации, которые более чем в миллион раз превышают фоновый уровень окислов азота в стратосфере ($n_{\text{NO}} + n_{\text{NO}_2} \simeq 10^9$ см $^{-3}$).

Процессы турбулентной диффузии уменьшают концентрацию NO в следе метеороида, формируя на его основе колонку воздуха с сильнонеравновесным содержанием окислов азота. Пространственно-временные параметры такой колонки могут быть оценены на основе уравнения диффузии без учета фотохимических процессов, решение которого $n_{\text{NO}}(r, t) \propto \exp(-r^2/Kt)/t$, где K – коэффициент турбулентной диффузии, который в стратосфере равен $K \simeq 8t^{1.6}$ см 2 /с [5]. Радиальный размер колонки с сильно возмущенным содержанием NO $r_{\text{neq}} \simeq 0.1r_i \sqrt{n_{\text{NO}}^w/n_{\text{NO}}^0} \sim 100r_i$. Характерное время жизни τ_d такой колонки по отношению к диффузионному распылению оценивается из $r_{\text{neq}} \simeq \sqrt{K\tau_d}$ или $\tau_d \simeq 4 \cdot 10^4$ с.

Избыток NO создает локальную депрессию озона посредством реакции



с константой $k_2 \simeq 4 \cdot 10^{-12} \exp(-1560 \text{ K}/T) \text{ см}^3/\text{с}$.

На стратосферных высотах $k_2 \simeq 4 \cdot 10^{-15}$ см 3 /с; сравнивая характерное время разрушения озона τ_{oz} в этой реакции, $\tau_{\text{oz}} \simeq (k_2 n_{\text{NO}})^{-1}$, с τ_d , получаем, что заметное разрушение озона в рассматриваемой колонке начинается с концентраций $n_{\text{NO}}^{cr} \geq 10^{11}$ см $^{-3}$. Радиальный размер колонки r_{oz} , в которой озон практически полностью разрушен, можно оценить из $r_{\text{oz}} \simeq r_i \sqrt{n_{\text{NO}}^w/n_{\text{NO}}^{cr}} \sim 100 r_i$.

Следовательно, в стратосфере на основе следа метеороида создается локальная (с масштабом $\sim r_{\text{oz}}$) и транзитная (с характерным временем жизни $\sim \tau_d$) депрессия озона. Для удара кометы с $r_i \simeq r^{cr}$ в ее следе разрушается примерно $\pi r_{\text{oz}}^2 H_{\text{zap}} \rho_s \sim 10^9 - 10^{10}$ г озона; это количество несоизмеримо с общим количеством озона в стратосфере ($\sim 10^{16}$ г).

Рассмотрим теперь процесс удара метеороида ($r_i \simeq r^{cr}$, $v_i \simeq 25$ км/с) о поверхность океана. При таком ударе происходит последовательно практически полное испарение вещества ударника, испарение значительной части материала мишени, выброс перемешанного многофазного вещества ударника и мишени в атмосферу. Массу m_{ej} выброшенного при ударе вещества можно оценить, используя соотношение [6]

$$m_{ej}/m_i \simeq 0.2 \cdot \left\{ \frac{v_i^2}{g} (\rho_i/m_i)^{1/3} \right\}^{0.46}, \quad (3)$$

где g – ускорение свободного падения, m_i – масса ударника, ρ_t – плотность мишени. Массу испаренной океанической воды m_v оценим, используя соотношение [3] $m_v \simeq \simeq 0.2 \cdot m_i (v / \sqrt{Q_v / \rho_t})^{1.4}$, где Q_v – скрытая теплота испарения воды. В рассматриваемом нами случае отношение $m_{ej} \sim 100m_i$, $m_v \sim 10m_i \simeq 10^{15}$ г.

Значительная часть выброшенного ударного пара легко достигает стратосферных высот. Начальное распределение скоростей по радиусу r в облаке ударного пара близко к линейному: $v(r) \sim v_{max} r / R_{max}$, где v_{max} – скорость разлета горячего облака, в нашем случае $v_{max} \sim v_i / 3 - v_i / 4$. Пока давление в нем значительно превышает давление окружающего воздуха, облако ударного пара разлетается почти инерционно; его радиус растет со временем как $R_{max} \simeq v_{max} t$. Понятно, что почти вся масса ударного пара способна достичь стратосферных высот, поскольку необходимая для этого скорость ($\sim \sqrt{2gh} \ll v_{max}$) достаточно низка. Таким образом, удар метеороида приводит к выбросу в верхнюю атмосферу заметной части материала мишени в виде ударного пара, для ударов со скоростями $v_i \simeq 25$ км/с, характерных для комет, $m_v \sim 10m_i$. Каков состав такого ударного пара?

Термодинамические расчеты показывают, что основными соединениями указанного ударного пара являются H_2O ($\sim 90\%$), HCl ($\sim 1\%$), $NaCl$ ($\sim 1\%$), OH ($\sim 0.2\%$), Cl ($\sim 0.01\%$), $NaOH$ ($\sim 0.01\%$). Неопределенность как в составе, так и в количестве выброшенного ударного пара может привести к заметной неопределенности в количестве озonoактивных соединений, попавших в стратосферу в результате удара. Поэтому в наших фотохимических расчетах мы варьировали в широких пределах начальный уровень соединений, разрушающих озон, которые добавляются к стратосферному газу в результате удара.

Определить количество NO , образовавшегося в стратосфере при ударе метеороида, достаточно сложно, NO образуется за фронтом УВ как при сверхзвуковом выбросе ударного пара в атмосферу, так и при последующем падении выброшенного вещества на стратосферу. Верхнюю оценку массы NO , образовавшейся при выбросе ударного пара, $M_{NO}^{ej} \sim \rho_0 \delta_{NO} H_{zap}^3 \sim 10^{12} - 10^{13}$ г, легко получить, зная массу воздуха, пройденного ударной волной. Отметим, что в следе метеороида при $r_i \simeq r^{cr}$ на стратосферных высотах образуется значительно меньше окиси азота.

NO может образовываться за фронтом УВ и при падении выброшенного вещества обратно на атмосферу. В баллистическом приближении можно оценить массу NO , произведенного в этом процессе, $M_{NO}^{fb} \leq 0.1m_i$. Действительно, используя кумулятивное распределение выброшенного вещества по скоростям $M(>v) \propto v^{-\alpha}$ (с нормировкой $M(>v) \simeq 0.1m_i (v_i/v_{max})^2 (v_{max}/v)^\alpha$), где $M(>v)$ – масса ударного пара со скоростями больше v , показатель $\alpha \simeq 1.6$ [6], и учитывая, что NO образуется только за фронтом достаточно сильной УВ (с температурой за фронтом $T_f \geq 2500$ К и соответственно скоростью УВ $v_{NO} \geq 2 - 3$ км/с), получаем указанную оценку: $M_{NO}^{fb} \sim \delta_{NO} M(>v_{NO}) \sim 0.1m_i$.

Определим характерный масштаб возмущения в стратосфере после падения на нее выброшенного ударного пара. Распределение этого материала M_l в зависимости от расстояния l от места удара $M_l \sim v^{-1} M(>v) / (dl/dv)$. Поскольку $l \simeq v^2 \sin 2\theta / g$, сразу получаем: $M_l \propto v^{-(\alpha+2)} \propto v^{-3.6} \propto l^{-1.8}$. Плотность материала ρ_{fb} быстро спадает с расстоянием: $\rho_{fb} \propto M_l / l \propto l^{-2.8}$, а давление в УВ от падающего газа спадает с расстоянием l согласно $p_{fb} \propto \rho_{fb} v^2 \propto l^{-1.8}$. Характерный масштаб l_0 области атмосферы, в которой ее состав значительно возмущен выброшенным

газом и в которой указанный газ формирует УВ в стратосфере, определяется из $l_s \sim (m_i L_{max}^{0.8} / \rho_s H_{zap})^{1/2.8} \sim 100$ км, а зависимость $\rho_{fb}(l)$ приобретает вид $\rho_{fb}(l) \simeq \rho_s (l_s/l)^{2.8}$. Можно оценить количество NO, образовавшегося за фронтом УВ при падении на атмосферу выброшенного ударного пара: $M_{NO}^{fb} \sim \pi l_s^2 H_{zap} \delta_{NO} \rho_s \sim 10^{13} - 10^{14}$ г для кометы с $r_i \simeq r^{cr}$, что находится в согласии с оценкой, приведенной выше. Масштаб области стратосферы l_{oz} , в которой значительно увеличен уровень озonoактивных соединений по сравнению с фоновыми значениями, значительно превосходит l_s : $l_{oz} \sim l_s (\rho_s / 10\delta)^{1/2.8} \sim 1000$ км, где $\delta \sim 10^{-8}$ – фоновая доля озonoактивных соединений в стратосфере.

Таким образом, после удара метеороида с $r_i \geq r^{cr}$ в стратосфере образуется "пятно" размером $2l_{oz}$, в котором состав воздуха сильно возмущен, к обычному воздуху добавлен материал ударного пара. Характерные значения концентраций n_j озonoактивных соединений в "пятне" $n_j \sim M_i N_A (\pi l_s^2 H_{zap} \mu_j)^{-1}$, для NO и Cl концентрации $n_{Cl} \sim n_{NO} \sim 10^{12}$ см⁻³.

Рассмотрим фотохимические следствия такого добавления и главным образом его влияние на озон. Отметим, что характерное время жизни такого "пятна" ²⁾ в стратосфере по отношению к распыванию в процессах атмосферной динамики $\sim l_{oz}^2 / K$ и значительно превышает характерное время значимых фотохимических процессов.

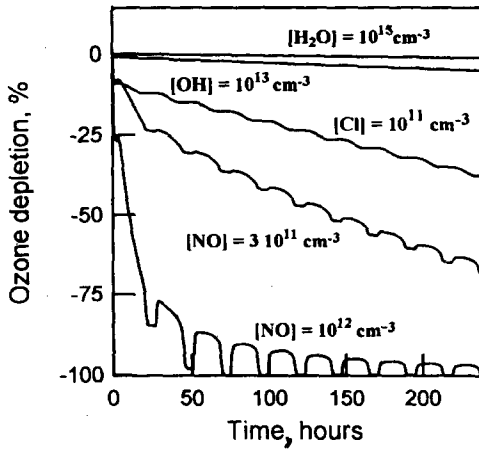


Рис.1. Разрушение озона на высоте 20 км при инъекции ряда озonoактивных соединений. Указаны концентрации (см⁻³) соединений, добавленных к стратосферному воздуху, и реакция озона на такое добавление

На рис.1 представлены временные зависимости концентрации озона на высоте 20 км при добавлении ряда озonoактивных соединений к обычному составу воздуха на этой высоте. Приведенные результаты численных расчетов основаны на созданной нами фотохимической модели стратосферного озона [8]. Отметим слабую реакцию озона на добавление воды и гидроксила OH. Это связано с быстрой конверсией избыточного гидроксила в воду посредством образования перекиси водорода H₂O₂. Добавление же окиси азота или хлора носит пороговый характер – при значительных начальных возмущениях в их концентрациях ($\sim 10^{11} - 10^{12}$ см⁻³, что соответству-

²⁾ При падении кометы SL9 в атмосфере Юпитера образовалось "пятно" размером ~ 6000 км, характерное время жизни которого было $\sim 3 \cdot 10^6$ с. Эволюция этого "пятна", которое превратилось в относительно устойчивый вихрь, постепенно размываемый зональными течениями, моделировалась в нашей работе [7].

значениям $\delta_{Cl}^d, \delta_{NO}^d \sim 10^{-7} - 10^{-6}$) озон сравнительно быстро (за несколько часов) разрушается и переходит в режим сильных суточных вариаций (в обычных условиях такие вариации в стратосфере незначительны) с максимальным значением $\sim 1\%$ от обычного ($\sim 10^{12} \text{ см}^{-3}, \delta_{O_3} \sim 10^{-6}$) уровня озона.

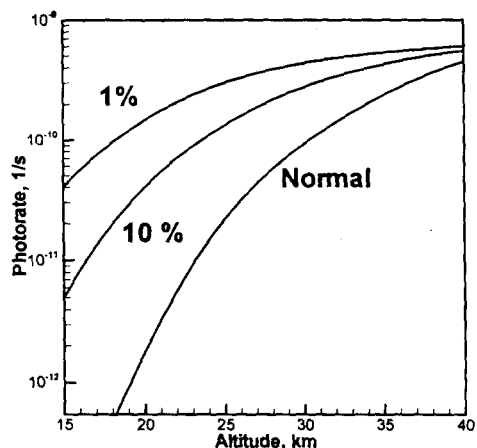


Рис.2. Зависимость скорости фотодиссоциации J_{O_2} молекулярного кислорода O_2 от высоты при разных уровнях разрушения озона. Солнечный зенитный угол равен 45° . Представлены зависимости J_{O_2} для обычных условий, для озонового слоя, в котором осталось 10 % и 1 % озона

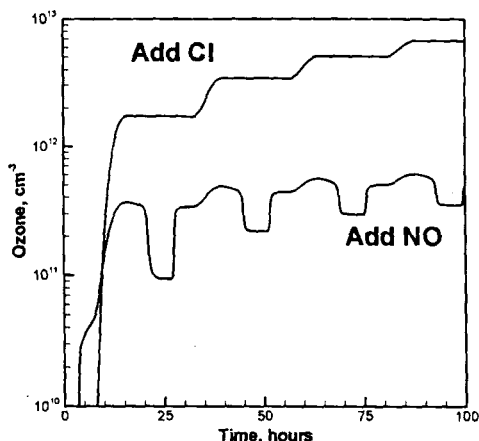


Рис.3. Восстановление озона на высоте 20 км при его почти полном разрушении после инъекции Cl и NO. Разрушение озона приводит к резкому увеличению темпа его образования за счет увеличения потоков УФ излучения

Таким образом, падение космического тела в океан может создать долгоживущее "пятно" в стратосфере, в котором озон практически полностью разрушен. Поскольку характерный размер такого "пятна" значительно превышает шкалу высот атмосферы, то для корректного описания фотохимии внутри "пятна" необходимо учитывать изменение прозрачности воздуха в УФ диапазоне, вызванное разрушением озона. Разрушение озона на таких пространственных масштабах приводит к просветлению атмосферы в УФ диапазоне, что создает отрицательную обратную связь, которая восстанавливает озон. Этот эффект иллюстрирует рис.2, на котором представлены высотные профили скорости фотодиссоциации молекулярного кислорода O_2 при разных уровнях озоновой депрессии в стратосфере. Для расчетов скорости фотодиссоциации мы использовали численное решение уравнения переноса солнечного излучения в атмосфере Земли, полученное с помощью кода Phodis [9]. Отметим, что в процессе фоторазрушения O_2 образуются атомы кислорода, которые в процессе трехчастичной рекомбинации ($O + O_2 + M \rightarrow O_3 + M$) образуют озон. Остальные значимые скорости фотопроцессов практически не меняются – эти соединения не требуют для своего фотораспада³⁾ жесткого УФ излучения, необходимого для фотодиссоциации O_2 .

В нижней стратосфере эффект очень значителен: скорость J_{O_2} фотодиссоциации O_2 в "пятне" может превышать обычный уровень в сотни раз. Это приводит

³⁾ Сильное увеличение скорости фотораспада NaCl при разрушении озона может привести, в свою очередь, к увеличению времени восстановления озона. Этот вопрос выходит за рамки настоящей работы.

к восстановлению озона в "пятне" с темпом $\sim J_{O_2}(h)[O_2](h)$. Характерное время τ_r такого восстановления на высоте 20 км порядка $10n_{O_3}(J_{O_2}[O_2])^{-1} \simeq 10^5$ с. На рис. 3 представлено подобное восстановление озона на высоте 20 км, которое наблюдается сразу после его уничтожения и вызванного этим уничтожением последующего усиления потока УФ излучения. Отметим, что озон восстанавливается с различной скоростью на разных высотах: если в нижней стратосфере ($h \simeq 20$ км) $\tau_r \sim 10^5$ с, то на высотах $h \simeq 30$ км, время восстановления значительно выше: $\tau_r \sim 10^7$ с – снизу вверх по возмущенной стратосфере бежит волна "восстановления озона".

Таким образом, падение в океан небесного тела приводит к ряду малоизученных эффектов. В стратосфере при таком падении попадает значительное количество соединений, разрушающих озон. Разрушение озона приводит к резкому увеличению скорости фотодиссоциации молекулярного кислорода, что приводит, в свою очередь, к быстрому восстановлению озона. Особенно значителен этот эффект в нижней стратосфере, где время восстановления озона порядка одних суток. В этой связи любопытно рассмотреть вопрос о влиянии указанного эффекта на полярную озоновую дыру. Легко показать, что рассмотренный эффект незначителен в этом случае. Это связано с тем, что озоновая дыра в полярных областях существует в условиях больших зенитных углов, что естественно снижает эффективность УФ излучения как косвенного источника озона. Кроме того, полярная озоновая дыра, главным образом, формируется в нижней стратосфере, на высотах 15–20 км, а слой озона выше слабо возмущен и заметно ослабляет солнечное УФ излучение, не создавая при этом, заметного просветления стратосферы в УФ диапазоне.

Рассмотренный эффект с необходимостью потребует пересмотра существующих взглядов на разрушение озона при катастрофических воздействиях. Работа была частично поддержана Российским фондом фундаментальных исследований (грант #99-02-16938).

-
1. C.R.Chapman and D.Morrison, *Nature* **367**, 33 (1994).
 2. C.F.Chyba, *Icarus*, **92**, 217 (1991).
 3. T.J.Ahrens, J.D.O'Keefe, *J. Geophys. Res. Suppl* **88**, 799 (1983).
 4. O.B.Toon, K.Zahnle, R.P.Turco et al., *Reviews of Geophys.* **35**, 1, 41 (1997).
 5. *The Natural Stratosphere*, CIAP Monograph, Washington, 1975.
 6. C.F.Chyba, T.C.Owen, W.H.Ip, in *Hazards due to Comets and Asteroids*, Ed. Gehrels, Univ. of Arizona Press, 1994, p.9.
 7. В.Е.Фортгов, Ю.Н.Гнедин, М.Ф.Иванов и др., *УФН* **166**, 391 (1996).
 8. Б.А.Клумов, *Geophys. Res. Lett.* (in preparation), 1999.
 9. A.Kyilling, Phodis code, <http://kaja.gi.alaska.edu>.