

УДК 551.590.21;551.510.4;551.510.534;550.388.2

ВОЗДЕЙСТВИЕ КОСМИЧЕСКИХ ЭНЕРГИЧНЫХ ЧАСТИЦ НА АТМОСФЕРУ ЗЕМЛИ (обзор)

© 2012 г. А. А. Криволицкий, А. И. Репнев

Центральная аэрологическая обсерватория Росгидромета, г. Долгопрудный (Московская обл.)

e-mail: alexei.krivolutsky@rambler.ru; alexander.repnev@rambler.ru

Поступила в редакцию 14.02.2011 г.

После доработки 10.09.2011 г.

Состояние земной верхней атмосферы формируется с участием воздействия энергичных частиц, таких как галактические космические лучи, протоны солнечных протонных событий, выпадения релятивистских электронов. Рассматриваются изменения нейтрального состава, термического и динамического режима верхней атмосферы в периоды возмущений, вызванных воздействием энергичных частиц.

1. ВВЕДЕНИЕ. МЕХАНИЗМЫ ВОЗДЕЙСТВИЯ КОРПУСКУЛ НА АТМОСФЕРУ

Состояние верхней атмосферы Земли формируется с участием таких внешних воздействий как солнечная электромагнитная радиация, солнечные корпускулярные потоки, галактические космические лучи (ГКЛ), выпадения электронов из радиационных поясов. С изменением внешних факторов меняются структура, состав и динамические характеристики нейтральной среды, ионосферы, зоны полярных сияний и т.д. На характер взаимодействия атмосферы с внешними космическими факторами оказывает влияние магнитное поле Земли. Решающее значение для формирования спокойного состояния верхней атмосферы имеет электромагнитное излучение Солнца (солнечная постоянная 1367 Вт/м² или 1.96 кал/см² мин [Брасье и Соломон, 1987]). Наибольшие спорадические возмущения вносят протоны солнечных протонных событий (СПС) с потоками энергии от 10⁻¹ до 1 эрг/см² с (но 2 августа 1972 г. поток составил 50 эрг/см² с) [Брасье и Соломон, 1987]. В постоянно обдуваемом Землю солнечном ветре в период спокойного Солнца в межпланетном пространстве вблизи Земли наблюдается около 5 протонов в см³, движущихся со скоростью ~500 км/с, во время солнечных возмущений концентрация возрастает до 10² протон/см³ или более, а скорость достигает 1500 км/с [Snyder et al., 1963]. Нижняя ионосфера образуется ионизацией O₂ линией Lu α (≈6 эрг/см² с), жестким рентгеновским излучением 1–10 Å (10⁻¹–1 эрг/см² с) и ГКЛ (10⁻³–10⁻² эрг/см² с). В авроральной области и в

меньшей степени в средних широтах на атмосферу и ионосферу воздействуют выпадающие электроны (потоки 10⁻¹–1 эрг/см² с в авроральной зоне и 10⁻⁴–10⁻³ в средних широтах). Спорадически эти потоки достигают 1–10³ и 10⁻³–10⁻² эрг/см² с соответственно [Брасье и Соломон, 1987].

Энергичные частицы могут производить диссоциацию, ионизацию и диссоциативную ионизацию составляющих атмосферы. Образовавшиеся электроны малых энергий (≈10–100 эВ) производят затем основную часть ионизации. Галактические космические лучи проникают в тропосферу, солнечные космические лучи (СКЛ) в отдельных случаях частиц с энергией больше 100 МэВ – до высот 20–30 км, электроны с энергией 5 МэВ – до 40 км. Энергия, вносимая в атмосферу энергичными частицами, в общем мала по сравнению с другими ее источниками в средней атмосфере, но является одним из главных источников ионизации и диссоциации ниже ~80 км, где солнечное УФ и рентгеновское излучение сильно ослаблены. С учетом соотношения сечений ионизации и диссоциативной ионизации 0.76 и 0.24 для N₂, 0.67 и 0.33 для O₂ [Rapp and Englander-Golden, 1965; Rapp et al., 1965] и состава средней атмосферы для скоростей образования первичных ионов, P, получены соотношения [Rusch et al., 1981]: P(N₂⁺) = 0.585Q, P(N⁺) = 0.185Q, P(O₂⁺) = 0.154Q, P(O⁺) = 0.076Q, где Q – полная скорость ионизации. В работе [Кудрявцев и Ковалева, 2009] получены новые оценки тех же величин вместе с выходами, δ_j, O(³P), O(¹D), N(⁴S), N(²D), O₂(¹Δ_g), N₂(⁴Σ⁺):

X _j	N ₂ ⁺	O ₂ ⁺	O ⁺	N ⁺	O(³ P)	O(¹ D)	N(⁴ S)	N(² D)	O ₂ (¹ Δ _g)	N ₂ (⁴ Σ ⁺)
δ	0.63	0.16	0.07	0.14	0.51	0.4	0.74	0.6	0.36	0.22

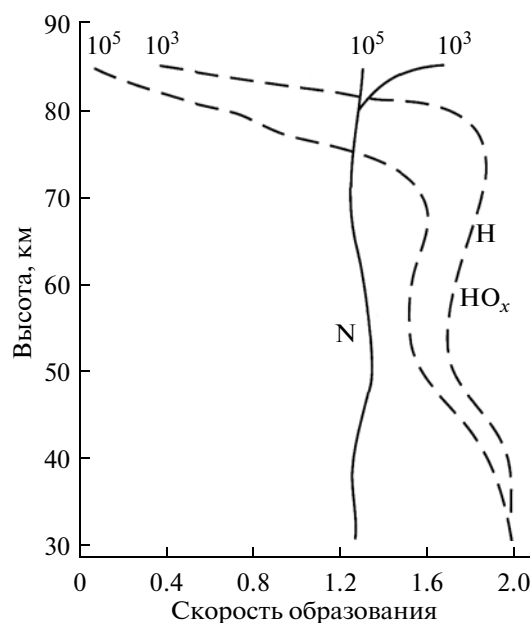


Рис. 1. Высотный ход эффективности образования окислов азота и водорода (число молекул на каждую пару ионов) при ионизации атмосферы солнечными космическими лучами для двух значений скорости ионизации $Q = 10^3$ и $Q = 10^5 \text{ см}^{-3} \text{ с}^{-1}$ [Брасье и Соломон, 1987].

Детали расчета не приводятся.

Образованные частицами первичные ионы N_2^+ , O_2^+ , N^+ , O^+ быстро превращаются в O_2^+ реакциями обмена зарядом. Небольшая часть первичных ионов превращается в NO^+ . Ионы O_2^+ и NO^+ доминируют выше ~ 80 км. На меньших высотах реакции с участием H_2O приводят к преобладанию гидратированных ионов типа $\text{H}^+(\text{H}_2\text{O})_n$, $\text{NO}^+(\text{H}_2\text{O})_n$, $\text{H}_3\text{O}^+(\text{H}_2\text{O})_n$. Отрицательные ионы формируются реакциями прилипания электронов к O_2 и затем реакциями O_2^- с малыми составляющими средней атмосферы с образованием CO_3^- , NO_3^- , HCO_3^- . Часть первичных ионов вступает в такие реакции, которые приводят к образованию дополнительных озonoактивных составляющих, а именно к так называемым нечетному азоту NO_x (N , NO , NO_2) и нечетному водороду HO_x (H , OH , HO_2). Таким образом энергичные частицы могут разрушать озон существенно (иногда на 70–90%), понижая его концентрацию в мезосфере и верхней стратосфере.

Общий механизм разрушения озона заряженными частицами анализировался в работе [Ларин и Тальрозе, 1977]. Было показано, что вклад имеющих место в озоносфере ионно-молекулярных реакций с участием озона в суммарную скорость гибели озона не может превышать 10% при любой

концентрации частиц. Косвенное воздействие на слой озона через образование активного катализатора разрушения озона, OH , в результате ионно-молекулярных реакций первичных ионов N_2^+ и O_2^+ с молекулами воды в ночных условиях существенно возрастает при ионизации стратосферы на высотах 15–30 км протонами СПС [Виноградов и др., 1980].

Для модельных расчетов скорости разрушения озона необходимо знать количество NO_x и HO_x , образующихся в каждом акте ионизации. В первой из оценок эффективности образования NO_x космическими лучами [Warneck, 1972] было получено значение 0.33. Последующие уточнения увеличивали эту цифру. В наиболее детальном рассмотрении процессов взаимодействия энергичной частицы с веществом атмосферы [Porter et al., 1976] было получено значение 1.27 атомов N во всех возможных состояниях возбуждения на акт ионизации протонами или электронами. В некоторых моделях это число отождествлялось с числом образованных молекул NO , непосредственно реагирующих с озонем.

Молекула гидроксила OH образуется в цепочке реакций O_2^+ , приводящих к H_3O^+ , атом H высвобождается в последующей рекомбинации кластерного иона $\text{H}_3\text{O}^+(\text{H}_2\text{O})_n$ с электроном. Эти реакции эффективны ниже ~ 80 км, где присутствуют гидратированные ионы. Нечетный водород таким образом разрушает озон в мезосфере. В стратосфере активнее нечетный азот, так как время жизни его (от дней до месяцев) много больше времени жизни HO_x (часы) [Thorne, 1980; Rusch et al., 1981; Solomon et al., 1981; Криволуцкий и Репнев, 2009].

Высотный ход эффективности образования окислов азота и водорода показан на рис. 1 [Брасье и Соломон, 1987].

2. ИОНИЗАЦИЯ ГАЛАКТИЧЕСКИМИ КОСМИЧЕСКИМИ ЛУЧАМИ

Профили скорости ионизации (и образования NO) ГКЛ были рассчитаны [Nicolet, 1975] для условий минимума и максимума солнечной активности на основе данных [Neher, 1971]. Результаты приводятся в виде таблиц и рисунка (таблицы 1 и 2 и рис. 2).

В таблице 1 приводятся скорости образования NO в минимуме солнечной активности на высотах 10–30 км на различных геомагнитных широтах ϕ [Nicolet, 1975].

В таблице 2 аналогичные табл. 1 сведения приводятся для максимума солнечной активности (геомагнитные широты ϕ 35–90°) [Nicolet, 1975].

Таблица 1. Максимальная скорость образования молекул NO ($\text{см}^{-3} \text{с}^{-1}$) галактическими космическими лучами

Высота, км	φ, град											
	0°	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	≥60°
10	(13)	(14)	15.2	17.0	18.8	20.4	22.8	25.2	27.6	30.9	32.0	32.0
12.5	(14)	(15)	16.1	17.4	19.4	22.1	25.0	29.0	32.1	35.9	38.8	39.3
15	10.5	11.5	12.2	13.5	15.3	17.3	21.3	25.3	28.5	32.0	36.0	37.5
17.5	(7.5)	(8.0)	8.5	9.5	10.6	12.3	15.2	18.3	21.6	25.4	28.9	31.2
20	(5.0)	(5.2)	5.4	6.0	6.9	8.0	10.1	12.4	15.0	18.1	21.0	23.2
22.5	(2.7)	(2.8)	3.1	3.6	4.2	4.9	6.2	7.6	9.8	12.0	14.7	16.7
25	(1.7)	(1.8)	1.9	2.2	2.5	3.1	3.6	4.6	6.2	8.0	10.0	11.6
27.5	(1.7)	(1.0)	1.1	1.3	1.6	1.9	2.4	3.1	4.1	5.3	6.4	8.0
30	<1	<1	<1	<1	<1	1.1	1.5	2.0	2.6	3.2	4.1	5.4

На рисунке 2 [Jackman et al., 1980] показано высотное распределение скорости образования NO ГКЛ в минимуме и максимуме солнечной активности в сравнении со скоростями образования NO при окислении N_2O и солнечными протонными вспышками. На широте 60°N летом это ~ 40 и $50 \text{ см}^{-3} \text{ с}^{-1}$ для ГКЛ в максимуме и минимуме активности соответственно и $\sim 45 \text{ см}^{-3} \text{ с}^{-1}$ для окисления N_2O , но максимум образования NO при окислении N_2O лежит выше (~ 30 км), чем максимум за счет ГКЛ (~ 15 км).

Обзор основных результатов и последних достижений в области ионизации атмосферы космическими лучами представлен в работе [Bazilevskaya et al., 2008]. Суммированы результаты прямых и косвенных измерений ионизации атмосферы и модельных расчетов. В атмосфере ниже 25 км ионизация атмосферным каскадом, индуцированным первичным протоном с энергией 1 ГэВ производится сверхтепловыми протонами и нейтронами на всех высотах. Для протонов с энергией 10 ГэВ индуцируемая ими ионизация производится электронами, позитронами и фотонами выше ~ 10 км, мюонами – близ поверхности Земли и протонами и электронами – в тропосфере. В ионизации, индуцируемой высоко энергичными космическими лучами (100 ГэВ), преобладает вклад вторичных мюонов в нижней тропосфере (ниже ~ 4 км) и вклад электронов, протонов и фотонов на больших высотах. Вкладом протонов и нейтронов можно пренебречь.

Измерения космических лучей в атмосфере, инициированные в СССР С.Н. Верновым более 50-ти лет назад, продолжаются и поныне [Стожков и Базилевская, 2010].

Ионизация нижней и средней атмосферы высоких и низких широт солнечными энергичными частицами, вызывающими явления GLE (Ground Level Event), рассчитана в работе [Usoskin et al., 2010]. Рассмотрено 58 из 66-ти случаев с 1956 по 2006 гг. Оказалось, что в низких и средних широтах

ионизация отсутствует даже для случаев сильнейших GLE. В полярной же атмосфере нет прямой связи между силой GLE (по измерениям нейтронными мониторами) и ионизацией, поскольку результирующий эффект определяется соотношением между действием самих солнечных частиц и Форбуш-понижением ГКЛ, часто сопровождающим GLE. Это затрудняет использование регрессионного метода и метода наложенных эпох в статистическом исследовании этих эффектов. Атмосферные проявления солнечных энергичных частиц должны исследоваться индивидуально, с учетом сопутствующих солнечных, гелиосферных и геокосмических условий.

3. СОЛНЕЧНЫЕ ПРОТОННЫЕ ВСПЫШКИ

Подробному описанию явлений, наблюдаемых в солнечных вспышках, посвящена работа [Курт, 2007]. Рассмотрены нейтральное излучение и радиоизлучение солнечных вспышек, жесткое рентгеновское и гамма-излучение, приведена классификация вспышек по энергии, сопостав-

Таблица 2. Минимальное образование NO ($\text{см}^{-3} \text{с}^{-1}$) галактическими космическими лучами

Высота, км	φ, град				
	35	40	45	50	55–90
10	21.0	24.0	26.0	26.0	26.0
12.5	27.5	25.3	28.2	30.5	30.5
15	18.2	21.2	24.2	27.0	27.0
17.5	13.3	15.8	18.2	20.6	21.2
20	8.2	10.2	12.2	14.2	15.5
22.5	5.0	6.2	7.2	8.8	10.1
25	3.1	3.9	4.9	5.9	6.8
27.5	1.9	2.5	3.2	3.8	4.5
30	1.1	1.6	2.1	2.6	3.0



Рис. 2. Скорости образования ($\text{см}^{-3} \text{с}^{-1}$) окиси азота протонными вспышками 12.07.1961 г. (1); 25.02.1969 г. (2); 04.08.1972 г. (3); при окислении N_2O на 60° (4), и 80° (5) широты летом [Jackman et al., 1980] и на 60° летом (6) [Johnston et al., 1979] и галактическими космическими лучами (7 – минимум, 8 – максимум солнечной активности [Jackman et al., 1980]).

лены энергии различных видов солнечного излучения. Свойства солнечных космических лучей, их состав, распределение по энергиям, распространение в межпланетном пространстве, статистические закономерности наблюдаемых протонных событий и другое рассмотрены в работе [Белов и Курт, 2007].

Рисунок 2 иллюстрирует скорость образования окиси азота солнечными протонными вспышками 12 июля 1961 г. ($0.06 \text{ эрг/см}^2 \text{ с}$), 25 февраля 1969 г. ($0.04 \text{ эрг/см}^2 \text{ с}$) и 4 августа 1972 г. ($7 \text{ эрг/см}^2 \text{ с}$), ГКЛ в минимуме и максимуме активности, а также при окислении N_2O (летом на 60 и 80° N). Продолжительность образования NO солнечными протонными вспышками с такой же, как на рис. 2, скоростью может меняться от нескольких часов до двух дней. Умеренная вспышка 12 июля 1961 г. с относительно мягким спектром создавала NO в мезосфере со скоростью $\sim 2 \times 10^2 \text{ см}^3/\text{с}$, заметно превышающей среднюю (постоянную) скорость образования NO при окислении N_2O в стратосфере ($45/\text{см}^3 \text{ с}$). Вспышка 25 февраля 1969 г., еще меньшая по интенсивности, сильнее влияла на глобальный баланс NO , по-

Таблица 3. Образование NO и OH солнечными протонными вспышками в период 1955–1975 гг.

Вспышка	Полное число пар ионов	Полное число молекул NO	Полное число молекул OH
май/июль 1959 г.	18×10^{32}	23×10^{32}	36×10^{32}
ноябрь 1960 г.	17×10^{32}	22×10^{32}	34×10^{32}
• август 1972 г.	14×10^{32}	18×10^{32}	28×10^{32}
	25×10^{32}	33×10^{32}	50×10^{32}

Примечание: • две разные оценки.

скольку создавала NO в стратосфере, где время жизни ее больше. Исключительная по интенсивности вспышка 4 августа 1972 г. имела максимальную скорость образования NO в стратосфере $\sim 6 \times 10^4/\text{см}^3 \text{ с}$, почти на три порядка величины большую скоростей всех других вспышек. Она несла 85% интегрального потока энергичных солнечных протонов всего 20-го цикла солнечной активности. На высоте 38 км скорость ионизации в 30000 раз превышала скорость ионизации ГКЛ. В интервале 30–70 км выделилось около 0.5 эрг/см^3 [Reagan et al., 1981].

В таблице 3 из работы [Вауер, 1979] приведены сведения о полной ионизации, созданной наиболее сильными за период 1955–1975 гг. протонными вспышками, и о количестве образованных ими молекул NO и OH в атмосфере на широтах $\varphi > 65^\circ$.

Активный водород очень быстро реагирует на начало протонной вспышки. На высоте 70 км максимальный процентный рост достигается уже через 1–2 ч после начала вспышки. Постоянная времени разрушения нечетного водорода меняется от менее часа на высоте стратосферы (июльский полдень на широте 60°) до приблизительно суток близ 80 км. Таким образом, H , OH и HO_2 также отслеживают и экспоненциальное затухание потока протонов. В свою очередь озон в этой области реагирует на изменение концентрации нечетного водорода (время релаксации нечетного кислорода менее часа между 55 и 80 км [Frederick, 1976]).

Активный азот во время и после вспышки ведет себя иначе, чем NO_x . На уровне 45 км после небольшого начального подъема сумма плотностей NO и NO_2 остается постоянной (при взаимном переходе одной в другую в суточном цикле). На уровне 70 км NO непрерывно растет, достигая максимума между 10 ч и 1 сут после начала вспышки. После прекращения вспышки NO разрушается фотодиссоциацией. Выше 65 км активный азот возвращается в первоначальное состояние за несколько дней или недель. Между 40 и 50 км это время составляет уже от нескольких месяцев до года. В этих условиях горизонтальный перенос может транспортировать NO_x в низкие широты, если спектр вспышки был достаточно жестким, чтобы создать заметное дополнительное количество нечетного азота на высотах 35–45 км [Frederick, 1976].

Оценки величины источников нечетного азота в средней атмосфере в период с 1974 по 1993 гг. проводились с помощью двумерной фотохимической модели с учетом переноса [Vitt and Jackman, 1996]. Для вклада ГКЛ приняты значения, полученные Николе [Nicolet, 1975] для минимума и максимума активности (1965 и 1957 гг.), которые распределены по отдельным годам 1974–1993 гг. в соответствии с числом солнечных пятен в эти го-

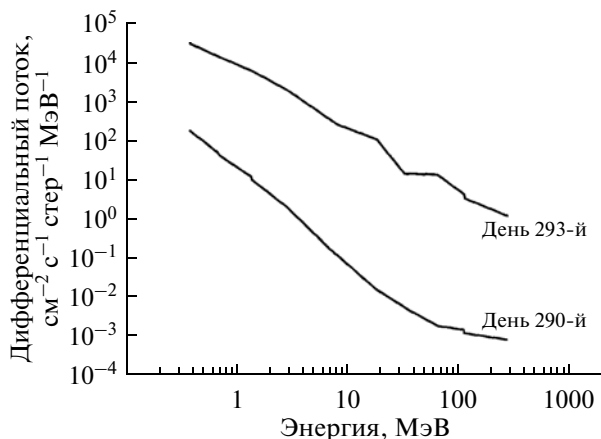


Рис. 3. Дифференциальный спектр потоков энергии протонов, полученный с использованием суточно усредненных скоростей счета протонов на спутнике IMP 8 в спокойных (290-й день) условиях и во время сильного солнечного протонного события в октябре 1989 г. (293-й день) [Vitt and Jackman, 1996].

ды. Вклад окисления N_2O атомами $O(^1D)$ рассчитывался по обычной схеме. При расчете вклада солнечных протонных вспышек использовались данные эксперимента CPME спутника IMF 8 для определения дифференциальных потоков протонов и альфа-частиц. На рисунке 3 [Vitt and Jackman, 1996] представлены полученные дифференциальные спектры энергий потоков протонов в спокойных условиях (290-й день) и во время сильной протонной вспышки 19 октября 1989 г. (293-й день). Потоки протонов во время вспышки выросли на 2–3 порядка. Соответственно возросла скорость ионизации (рис. 4 [Vitt and Jackman, 1996]).

Как и раньше, получено, что окисление N_2O является доминирующим глобальным источником нечетного азота. Новым оказалось то, что доминирующим источником нечетного азота в полярных областях является перенос нечетного азота из средних широт, где он образуется окислением N_2O . ГКЛ дают постоянный модулируемый солнечной активностью вклад. СКЛ в отдельные годы дают существенное количество нечетного азота в полярных областях. Так, протонная вспышка октября 1989 г. произвела количество нечетного азота, превышающее вклад ГКЛ и местное окисление N_2O , и составившее 16% от источника за счет переноса из средних широт [Vitt and Jackman, 1996].

Измерения малых газовых составляющих на высотах 6–68 км прибором MIPAS на спутнике ENVISAT во время и после СПС октября–ноября 2003 г. позволили сделать вывод, что во время СПС возмущается не только содержание HO_x и NO_x , но и хлорных составляющих [von Clarmann et al., 2005]. Усредненные по широтам к полюсу от $70^\circ N$ отношения смеси ClO возросли до 0.2 ppbv

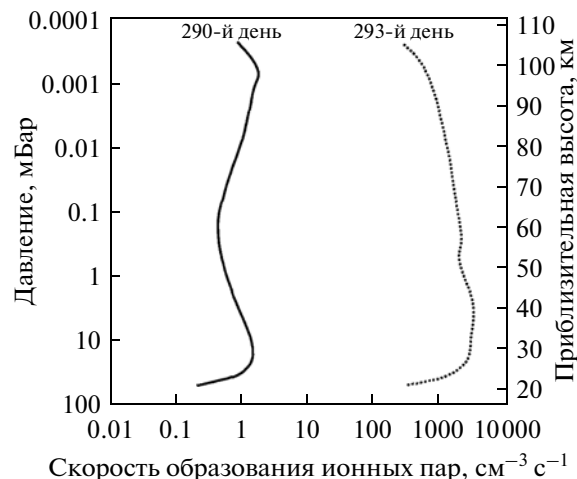


Рис. 4. Скорости образования пар ионов в спокойных условиях (290-й день) и во время сильной протонной вспышки в октябре 1989 г. (293-й день) [Vitt and Jackman, 1996].

и даже до 0.4 ppbv в ночных условиях. $HOCl$ выросла до более чем 0.3 ppbv выше 32 км. Это явилось косвенным свидетельством роста HO_x даже на таких малых высотах в результате воздействия СПС между 27 и 31 октября 2003 г. Одновременный рост ClO и $HOCl$ указывает на разрушение $HOCl$ или в реакции с OH , или через химию кластерных ионов. Это предстоит выяснить модельными экспериментами. Когда отношения смеси $HOCl$ и ClO понизились в начале ноября (вероятно, из-за понижения HO_x) появились большие количества $ClONO_2$ (среднее по полярной шапке содержание до 0.4 ppbv), свидетельствующие о переходе ClO в резервуарную составляющую. В Антарктике повышение ClO днем достигало 0.2 ppbv выше ~ 40 км. Ночью наибольшее возрастание было на высоте 35 км (0.3 ppbv). Повышение $HOCl$ в южной стратосфере было вдвое слабее, чем в северной. Наиболее сильный рост в южной стратосфере был в субполярных областях между 60 и $70^\circ S$.

Протонная активность Солнца в 23-м цикле активности анализировалась по данным спутников серии GOES [Кривоуцкий и др., 2008]. С помощью фотохимической модели рассчитывались изменения в содержании водородных и азотных составляющих и озона. Расчеты показали, что наиболее сильную ионизацию и разрушение озона вызвали СПС 14 июля 2000 г., 08 ноября 2000 г., 04 ноября 2001 г. и 28 октября 2003 г.

4. ВЫСЫПАНИЯ РЕЛЯТИВИСТСКИХ ЭЛЕКТРОНОВ

Влияние долговременных вариаций потоков высыпающихся релятивистских электронов ис-

Таблица 4. Вклад в стратосферу южного полушария NO_x от высыпаний энергичных частиц (Гмоль)^{а, б}

Год	Широта	Средн.	Максим.	Год	Широта	Средн.	Максим.
1992	46.4	0.1	0.2	1999	45.9	0.2	0.3
1993	47.5	0.4	0.9	2000	45.6	0.6	1.3
1994	46.9	0.7	1.6	2001	48.3	0.3	0.7
1995	45.7	0.5	0.5	2002	47.2	0.1	0.2
1996	37.8	0.0	0.1	2003	45.1	1.1	2.6
1997	49.2	0.1	0.2	2004	45.4	0.3	0.7
1998	44.4	0.4	0.8	2005	43.6	0.4	0.7

Примечания: а – во втором и шестом столбце указана средняя широта, на которой наблюдался избыток NO_x , б – в третьем, четвертом, седьмом и восьмом столбцах дано общее число избыточных молекул NO_x от высыпаний энергичных частиц, рассчитанное по средним (третий и седьмой столбцы) и максимальным (четвертый и восьмой столбцы) избыточным плотностям NO_x , наблюдавшимся прибором HALOE.

следовало в работах Каллиса и др. [Callis et al., 1991a; 1996; 1998; 2001; 2002].

С использованием данных о потоках захваченных электронов с энергиями от 30 кэВ до 15 МэВ, полученных приборами CPA и SSE на геостационарной орбите спутников S/C1977-07, S/C 1979-053 и S/C 1982-019, рассчитаны скорости ионизации и образования NO_y в авроральных и субавроральных широтах в период с 13 июня 1979 г. по 4 июня 1988 г. В долговременных вариациях NO_y достиг максимума в конце 1984 и начале 1985 г. [Callis et al., 1991a]. Из результатов двумерного моделирования содержания NO_y с учетом вклада от высыпаний релятивистских электронов (ВРЭ) сделаны следующие выводы.

1) Высыпания релятивистских электронов из магнитосферы в среднюю атмосферу дают значительный источник нечетного азота, меняющийся во времени (приблизительно 30–35% от источника за счет N_2O) с 1979 по 1985 гг.

2) Последующий перенос образованного нечетного азота вниз ведет к глобальному росту стратосферного нечетного азота с максимумом в конце 1984–начале 1985 гг., достигающему интегральной глобальной величины 35–40%.

3) После 1985 г. глобальное количество NO_y падает в соответствии с уменьшением источника от ВРЭ.

4) Рост нечетного азота в нижней стратосфере средних и высоких широт (30–60°) в обоих полушариях мог дать значительный вклад в большие (до 10%) потери озона между ~14–26 км в высоких широтах южного полушария и в несколько меньшие потери на больших высотах в высоких широтах северного полушария.

5) Результаты предполагают четкую и сильную связь долговременных солнечных вариаций, состояния магнитосферы с химико-климатологическим состоянием средней и нижней атмосферы [Callis et al., 1991a].

В работе [Callis et al., 1996] проанализированы два случая ВРЭ (в северном и южном полушариях), величины потоков которых измерялись приборами PET и LICA на спутнике SAMPEX (высота орбиты ~600 км, наклонение 82°). Рассчитанные скорости ионизации (образования NO) сопоставлены с измерениями NO прибором HALOE на спутнике UARS. Увеличение NO в области высот 51–120 км на $(2.4\text{--}3.5) \times 10^{14}$ молекул/см², что составляет 2.5–3.4% от NO_y в столбе 22–120 км, считается следствием роста NO выше 80–85 км за счет высыпающихся электронов с энергией $E \leq 1.0$ МэВ.

В работе [Callis et al., 2002] сравнивались ежедневные значения наблюдавшихся прибором HALOE и рассчитанные по двумерной модели химии и переноса значения мезосферного озона в 1992–1997 гг. Результаты показали хорошее соответствие, когда в модель включалось влияние высыпаний энергичных электронов из внешней области захвата магнитосферы. Мезосфера вносила значительный вклад (~16%) в NO_y стратосферы выше 25 км между 70° S и 70° N, причем преимущественно (74%) за счет влияния высыпающихся энергичных электронов. Остальные 26% были связаны с учетом влияния высыпания авроральных электронов, солнечного крайнего УФ-излучения и солнечных рентгеновских лучей на образование NO (через верхнее граничное условие модели).

Косвенное влияние высыпаний энергичных частиц (за счет переноса вниз из термосферы или мезосферы образованного NO_x) на стратосферу южного полушария в течение полного солнечного цикла (1992–2005 гг.) исследовалось по данным приборов POAM II, HALOE, ILAS II, ACE-FTS [Randall et al., 2007]. Поток NO_x , образованного высыпанием энергичных частиц, менялся от 0.1 до 2.6 Пигамоль/год (табл. 4).

Максимальные значения приходятся на 1994 и 2003 гг. Межгодовая изменчивость хорошо корре-

лирует с несколькими индексами высыпаний энергичных частиц, включая авроральную полусферную мощность и полусферную мощность электронов средних энергий. Первая оценивалась по потокам электронов с энергиями между 50 эВ и 20 кэВ и представляла поток энергии в нижней термосфере. Вторая – основывалась на измерениях электронов с энергиями между 35 кэВ и 2.5 МэВ и представляла высыпания в верхнюю мезосферу. Результаты важны для исследования взаимодействия верхней и нижней атмосферы и оценки влияния высыпаний энергичных частиц на тренды озона и, возможно, на климат [Randall et al., 2005].

Ионизация в высокоширотной мезосфере северного полушария и временная изменчивость потока NO_x вниз зимой 2003–2004, 2004–2005, 2005–2006 гг. в присутствии и отсутствии СПС при сильном и слабом стратосферном полярном вихре исследовалась с использованием наземного низкочастотного дистанционного радиозондирования [Ciliverd et al., 2007]. Оказалось, что значительные концентрации NO_x в стратосфере в результате нисходящих движений получались при комбинации сильных источников NO_x в термосфере с сильным стратосферным полярным вихрем. Это подтверждено модельными расчетами. По-видимому, такой вывод относится ко всем типам энергичных частиц, энергия которых откладывается в термосфере или мезосфере.

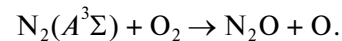
В работе [Callis et al., 1998] анализировалось влияние специфического солнечного явления выброса корональной массы (СМЕ) на среднюю атмосферу. СМЕ, представляет собой массивный выброс плазмы из солнечной короны, вызванный нестабильностью солнечного магнитного поля, со скоростями от 50 до 2000 км/с. Плазма таких событий может сливаться и взаимодействовать с солнечным ветром. Последующее взаимодействие солнечного ветра с околоземным космическим пространством способно приводить к магнитосферным возмущениям, повышающим численность энергичных электронов и вызывающим их высыпания.

12 мая 1997 г. в 04:55 UT на Солнце появилась вспышка. Прибор LASCO на спутнике SOHO обнаружил выброс плазмы (СМЕ) в сторону Земли. Прибор SWE на борту аппарата WIND зарегистрировал увеличение скорости солнечного ветра с 300 до 500 км/с при увеличении плотности плазмы с 15 до 50 частиц/см³. В данных прибора PEST на спутнике SAMPEX для электронов с энергиями $E > 400$ кэВ 15 мая обнаружилось резкое увеличение потоков в 4–5 раз. Потоки электронов оставались повышенными в течение 10–14 дней. Увеличение потоков электронов было зарегистрировано также приборами TED и MERED на спутнике NOAA-12. Существенного увеличения

потоков протонов, регистрировавшихся спутниками GOES-9 и NOAA-12, 14 мая или вскоре после этого не было.

Существенно возросли рассчитываемые скорости отложения энергии (ионизации) и образования NO_y 14 и 15 мая, что сопровождалось наблюдаемым прибором HALOE увеличением на порядок величины NO в пределах 1–2 дней в обоих полушариях между 85 и 120 км. Согласно результатам двумерной модели в северном полушарии образованный этим событием NO_y был фотохимически разрушен вскоре после окончания события. В южном полушарии NO_y распространялся вниз и к октябрю 1997 г. мог достигнуть высоты 25 км. К этому времени в высоких широтах NO_y возрос на 40–80%, а содержание озона понизилось на 20%. Несколько меньшее истощение озона простиралось почти до 20° S. Таким образом, этот сильно флуктуирующий во времени источник NO_y в нижней стратосфере и мезосфере может влиять на NO_y и O_3 в стратосфере и должен включаться в модельный и статистический анализ поведения озона средней атмосферы [Callis et al., 1998].

Все быстрые частицы (релятивистские электроны и протоны солнечных вспышек) не только создают NO в верхней атмосфере в результате прямой ионизации и последующих процессов, но и образуют определенное количество N_2O в процессе возбуждения N_2 вторичными электронами и реакции возбужденной молекулы с O_2 :



Дополнительно образованная закись азота превращается в NO при реакции с $\text{O}(^1D)$. За этот счет образование NO быстрыми частицами увеличивается более чем на 10%, причем 75% образования NO от дополнительного количества N_2O приходится на высоты ниже 60 км, а 75% прямого образования – на высоты более 72 км, где сильное фотодиссоциация NO [Prasad and Zipf, 1981].

5. СОЛНЕЧНОЕ УФ-ИЗЛУЧЕНИЕ, АВРОРАЛЬНАЯ АКТИВНОСТЬ И ПОТОК ЧАСТИЦ ИЗ ТЕРМОСФЕРЫ

По оценке авторов работы [Jackman et al., 1980] на основе известных данных о вертикальном распределении NO в мезосфере в предположении, что приток NO в область 50–85 км уравнивается его фотохимическим стоком (образование NO в этой области в обычных условиях пренебрежимо мало), поток NO из термосферы имеет крайние значения 3.7×10^{33} и 1.5×10^{34} молекул NO в год (различие не связано с солнечной активностью). Это соответствует 8% и 33% от количе-

ства NO, образуемого в стратосфере окислением N₂O и больше скорости образования NO в стратосфере ГКЛ и для большей части лет солнечными протонными вспышками.

Окисление N₂O превышает любой другой источник NO в стратосфере на порядок величины или более. Однако только 1.2% глобального образования NO от окисления N₂O происходит выше 50 км. Поэтому поток из термосферы, высыпания релятивистских электронов и солнечные протонные вспышки становятся главными мезосферными источниками NO [Jackman et al., 1980].

В термосфере NO образуется в результате ионизации атомов и молекул солнечным УФ-излучением и мягкими электронами полярных сияний. Большая часть электронов полярных сияний имеет энергию порядка нескольких КэВ и дает максимум ионизации на высотах 110–120 км, что близко к нижней границе наиболее часто наблюдающихся разновидностей сияний: дуг и драпри. Ионизация термосферы солнечным УФ $\lambda < 1100 \text{ \AA}$ возрастает с ростом солнечной активности (до 2, 5 раз около 1200 \AA [Mount et al., 1980]). Авроральная активность также меняется в цикле солнечной активности, достигая максимума вблизи или вскоре после максимума солнечной активности. Модельный расчет вариаций NO в термосфере и ее переноса вниз [Solomon et al., 1982] показал, что плотность NO близ 100 км в 2–3 раза выше в максимуме активности, чем в минимуме, причем значительные количества NO достигают стратосферы, особенно в ночной полярной области.

Согласно модельным расчетам, проведенным еще в 1982 г., окись азота, образующаяся в термосфере, в высоких широтах может переноситься вниз в мезосферу нисходящей ветвью меридиональной циркуляции [Frederick and Orsini, 1982; Solomon et al., 1982]. В зимнее время в области полярной ночи, где практически отсутствуют процессы фотохимической гибели нечетного азота, могут достигаться высокие концентрации NO_x. Это было еще раз подтверждено измерениями прибором MIPAS на спутнике ENVISAT в полярном вихре южного полушария с мая по август 2003 г. [Funke et al., 2005]. Среднее содержание NO_x на высотах 50–60 км составляло в июле 60 ppbv. Пиковые значения отношения смеси достигали значений 200 ppbv в области полярной ночи. Это повышение NO_x объяснялось образованием NO_x высыпавшимися авроральными электронами в нижней термосфере и последующим опусканием воздуха вниз. Воздух со средним содержанием NO_x 15 ppbv достигал высоты ~30 км к концу июля и оставался там до финального потепления в октябре. Результирующее отложение NO_x в стратосфере антарктической зимой 2003 г. (2.4 Гигамоля) составило 9% от источника за счет окисления N₂O, что вдвое больше прежних оценок. В север-

ном полушарии высокая активность планетарных волн, выразившаяся в сильном потеплении в середине зимы, сделала перенос вниз неэффективным и пренебрежимым отложение NO_x в нижней и средней стратосфере [Funke et al., 2005].

Точно так же повышение содержания HNO₃ в верхней стратосфере Антарктики с образованием второго максимума не было связано с воздействием СПС, а вызывалось переносом вниз с одновременной химической трансформацией [Stiller et al., 2005]. В вертикальном профиле HNO₃, измеренном прибором MIPAS антарктической зимой 2003 г., в июле был обнаружен большой второй максимум ~14 ppbv на высоте ~34 км. В предыдущие зимы такого не было, но в последующую арктическую зиму 2003–2004 гг. такой максимум появился. Второй максимум в Антарктике начал развиваться в начале июня 2003 г., достиг пиковых значений в июле и уменьшился до ~7 ppbv в конце августа, непрерывно снижаясь до слияния с основным максимумом. Понижение HNO₃ в августе коррелировало с фотохимическим образованием других составляющих NO_y, таких как ClONO₂ и NO_x. Показано, что повышение содержания HNO₃ было вызвано ее образованием в реакциях с участием ионных кластеров и/или гетерогенными реакциями на сульфатном аэрозоле через азотный ангидрид N₂O₅, образуемый из больших количеств NO_x, переносимых вниз из нижней термосферы с мая по август. Теми же причинами может объясняться и второй максимум в арктической полярной стратосфере зимой 2003–2004 гг. СПС не являются необходимым условием долговременных повышений HNO₃ в верхней стратосфере [Stiller et al., 2005].

Однако СПС октября–ноября 2003 г. сказались на содержании HNO₃, N₂O₅, ClONO₂ в полярной стратосфере, хотя до высоты ~30 км образованный протонами нечетный азот транспортировался нисходящими движениями, одновременно претерпевая химические превращения [Lopez-Puertas et al., 2005b]. Прибор MIPAS зарегистрировал два повышения содержания HNO₃ в полярной стратосфере северного полушария. Сразу же после СПС наблюдалось повышение на 1–2 ppbv, объясняемое газофазной химией NO₂ + OH + M → HNO₃ + M, ускоренной OH в результате действия СПС. Второе большое увеличение (на 1–5 ppbv) началось около 10 ноября и продолжалось до конца декабря. Оно приписывается нечетному азоту NO_x, образованному в мезосфере главными СПС в конце октября–начале ноября и затем перенесенному вниз в ноябре и декабре. NO_x частично превращался в верхней стратосфере в N₂O₅, который в конце концов образовал HNO₃ через ионно-кластерные реакции. N₂O₅ возрастал на 0.1–0.4 ppbv через 1–3 дня после главных СПС и опускался до 30 км. Второе увеличение N₂O₅ до 1.2 ppbv на высоте 40 км появилось через 12–

13 дней после главных СПС. С задержкой в 1–2 дня после главных СПС возрастало содержание ClONO_2 до 0.4 *ppbv* (40%) на высоте 32 км. Увеличение NO_x в южном полушарии было менее выраженным (максимум на 0.2 *ppbv* между 30 и 40 км) [Lopez-Puertas et al., 2005a].

По данным прибора MIPAS две зимы, антарктическая 2002 г. и арктическая 2002–2003 гг., показали довольно низкие содержания NO_x , две другие, антарктическая 2003 г. и арктическая 2003–2004 гг. выявили сильно повышенное содержание NO_x (NO_2). Два фактора определяли содержание NO_x : 1) динамика зимней полярной стратосферы и мезосферы; 2) источник NO_x – образование в средней и верхней атмосфере и нижней термосфере высыпанием авроральных электронов и, спорадически, протонами солнечных протонных вспышек в стратосфере и мезосфере.

В Антарктике в 2003 г. высокая авроральная активность, ожидаемая для фазы спада солнечной активности, вместе с устойчивым вихрем и опусканием воздуха дали высокие, но в общем типичные значения NO_x в зимней полярной стратосфере и мезосфере. В предыдущую зиму 2002 г. авроральная активность была ниже, и высокая активность планетарных волн впервые привела к расщеплению вихря, что ослабило перенос вниз и усилило перенос в освещенные Солнцем области. Все это обусловило нетипично низкие значения NO_x в верхней стратосфере и средней и нижней мезосфере.

Арктической зимой 2002–2003 гг. авроральная активность была умеренной. Вместе с обычным стратосферным потеплением это привело к типичным низко-умеренным значениям NO_x . В 2003–2004 гг. авроральная активность была высокой, и произошло несколько солнечных протонных событий. К тому же после обычного потепления полярный вихрь необычно усилился. Это привело к повышению содержания NO_x в верхней стратосфере к концу зимы [Lopez-Puertas, 2005b].

Значения плотности потока энергии и потока энергии в дневном и ночном секторах овала северного полушария, полученные различными авторами, приведены в табл. 5 [Фельдштейн и др., 2010].

Как известно, общее содержание озона испытывает разного рода вариации на фоне известного годового хода. Наиболее сильные из них связаны с динамическими причинами (рассматриваются только естественные изменения озона) и происходят на высотах 30–35 км, в так называемой динамической области озоносферы. В расположенной выше фотохимической области (и частично в динамической) можно указать несколько возможных причин циклических и эпизодических естественных изменений озона. Это изменение в 11-летнем цикле диссоциирующего и ионизирующего солнечного УФ-излучения, галактических

Таблица 5. Плотность потока энергии, ε , и энергии, W , авроральных электронов в овале сияний

Вид наблюдений	Магнитное возмущение, (нТл)	ε (эрг/см ² с)		W (эрг/с)
		Полдень	Полночь	
Полярные сияния (камера C-180)	5 (δH)	0.45	1.4	6.1 10
	400(δH)	1.2	5.6	5.5 10
	600(δH)	1.4	7.0	6.7 10
Спутники AE	5(AE)	–	–	1.7 10
	<100(AE)	0.5	1.0	2.5 10
	300 < AE < 600	2.0	4.0	9.5 10
Спутники DMSP	5(AL)	0.7	1.2	9.0 10
	400(AL)	1.1	7.0	5.6 10
	600(AL)	1.2	9.0	8.0 10
Спутник Polar	5(AL)	–	–	4.1 10
	400(AL)	–	–	7.5 10
	600(AL)	–	–	9.3 10

космических лучей, солнечных протонных вспышек, высыпаний релятивистских электронов и электронов полярных сияний.

Действие всех этих причин сводится к двум механизмам. Во-первых, прямому разрушению озона диссоциирующей озон УФ-радиацией $\lambda < 3068 \text{ \AA}$. Во-вторых, образованию химических веществ, влияющих на глобальный баланс озона: а) источников озона (атомарного кислорода под воздействием, главным образом, диссоциирующей молекулярный кислород радиации $\lambda < 2424 \text{ \AA}$), б) стоков озона (соединений типа NO_x и HO_x под воздействием корпускул).

Впервые предположение о том, что вариации космических лучей могут вызывать изменения содержания озона в земной атмосфере, были высказаны в 1975 г. [Ruderman and Chamberlain, 1975]. Еще раньше в работе [Warneck, 1972] было показано, что космические лучи являются источником нечетного азота в стратосфере. К тому времени уже была известна роль каталитического цикла разрушения озона с участием NO и NO_2 [Crutzen, 1970; Johnston, 1971]. Вспышки СКЛ также должны были приводить к образованию избыточной окиси азота в средней атмосфере [Crutzen et al., 1975]. Вариации напряженности магнитных полей, “вмороженных” в солнечный ветер, в 11-летнем цикле солнечной активности должны модулировать процесс “выметания” ГКЛ из окрестностей Земли и тем самым моделировать и скорость образования той части свободного азота и его химически активных окислов, которая образована ионизацией земной атмосферы ГКЛ [Ruderman and Chamberlain, 1975]. Таким образом, должна меняться скорость исчезновения нечетного кислорода в каталитическом цикле с

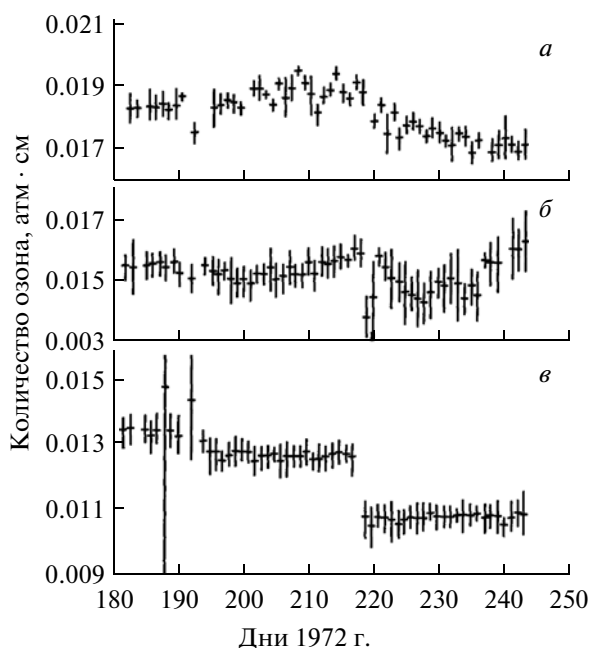


Рис. 5. Изменения содержания озона после протонной вспышки в августе 1972 г. для различных широт: а) 5° S–5° N; б) 55–65° N; в) 75–80° N [Heath et al., 1977].

участием нечетного азота, что должно вызывать соответствующие вариации в содержании озона. Эти процессы должны быть особенно заметны в полярных шапках, где экранирование атмосферы околоземным магнитным полем наименьшее, но меридиональный перенос в атмосфере может сделать эффект заметным и на более низких широтах.

В связи с предложенным механизмом влияния космических лучей на озон представляется интересным предположение о катастрофических последствиях для озонового слоя так называемых инверсий геомагнитного поля, имевших место в геологическом прошлом [Chamberlain, 1977]. Ослабление поля вплоть до его исчезновения должно вызвать драматическое увеличение притока космических лучей в атмосферу, особенно на низких широтах, что должно резко увеличить скорость исчезновения озона. Это, в свою очередь, может иметь серьезные последствия для земного климата, флоры и фауны.

6. ИЗМЕНЕНИЯ НЕЙТРАЛЬНОГО СОСТАВА В ПЕРИОДЫ ВОЗМУЩЕНИЙ. ТЕРМИЧЕСКИЙ И ДИНАМИЧЕСКИЙ ОТКЛИК АТМОСФЕРЫ НА КОРПУСКУЛЯРНОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ

В обзорах [Репнев и Сперанский, 1990; Aikin, 1992] среди других тем обсуждались предварительные итоги исследований по названной проблеме по состоянию на 1989–1991 гг. Приводились результаты, позволявшие утверждать, что влияние ГКЛ на образование нечетного азота

(NO_x) мало по сравнению с другими источниками [Nicolet, 1975; Garcia et al., 1984]. Высыпания из магнитосферы Земли в авроральных зонах и в полярных шапках протонов и релятивистских электронов могут вызвать изменения состава мезосферы, но эти корпускулы непосредственно в стратосферу не проникают. Иное дело протоны от особенно сильных солнечных вспышек, которые имеют достаточные энергии (1–300 МэВ) и величины потоков, чтобы создать значительную ионизацию в мезосфере и верхней стратосфере [Reagan et al., 1981].

Наблюдения на ИСЗ Нимбус 4 подтвердили уменьшение озона, связанное с сильной протонной вспышкой в августе 1972 г. [Heath et al., 1977] (рис. 5).

Влияние СКЛ на озон известно давно [Weeks et al., 1972]. Во время вспышки 2 ноября 1969 г. в ракетном эксперименте в Форте Черчилль была зарегистрирована концентрация озона в два раза меньшая, чем в спокойных условиях на высоте 54 км и в четыре раза меньшая на 67 км. Во время исключительно сильной вспышки 4 августа 1972 г. концентрация озона севернее $\sim 60^\circ$ понизилась на 46, 16 и 4% на высотах 49.5, 41 и 32 км, соответственно. Общее содержание озона понизилось в это время на $\sim 2\%$.

СПС августа 1972 г. вызвала истощение озона на 15% на высоте 42 км, которое сохранялось почти 30 дней. Это говорит об образовании NO_x в достаточном для изменения химии озона количестве [Mc Peters et al., 1981]. События в январе и сентябре 1971 г. были умеренными и вызвали истощение озона на 10–30% на высоте 50 км со временем восстановления 36 часов. Быстрое восстановление согласуется с NO_x в качестве источника изменения химии озона.

Значительные понижения озона на стратопause и в мезосфере наблюдались прибором SBUV на спутнике Нимбус 7 и на SME во время СПС в 21-ом цикле солнечной активности [Mc Peters and Jackman, 1985]. Расчеты по одномерной зависящей от времени фотохимической модели оказались близки к согласию с двумя приборами, только когда в расчетах использовалось наблюдаемое уменьшение как функция высоты. Истощение озона между ~ 45 и 55 км в основном вызывалось не прямым действием энергичных частиц, а очень сильным истощением на больших высотах, позволяющим проникновению озоноразрушающего УФ-излучения на большую глубину. Наблюдаемая сильная зависимость от зенитного угла Солнца (ЗУС) прогнозировалась моделью. Большим ЗУС в общем соответствовали большие истощения озона. Однако для $\text{ЗУС} > 84^\circ$ во время СПС 13 июля 1982 г. модель прогнозировала меньшее, чем для $\text{ЗУС} = 84^\circ$ истощение на высоте ~ 50 км, и это наблюдалось прибором SBUV. Подобное поведение на-

блюдалось и в 3-х других СПС. Таким образом, впервые был отмечен эффект “самолечения” (self-healing effect).

Анализ профилей озона, полученных прибором SBUV на спутнике Нимбус 7 с 1979 по 1985 гг. обнаружил ясные случаи разрушения озона, связанные с пятью солнечными протонными событиями 21-го солнечного цикла: 7 июня 1979 г., 21 августа 1979 г., 13–14 октября 1981 г., 13 июля 1982 г. и 8 декабря 1982 г. Во время СПС 13 июля 1982 г., наибольшей для этого цикла, было 15-процентное истощение на 50 км, увеличившееся до 28% на 55 км (все при ЗУС 85°) (рис. 6), а на 45 км его не было. В каждом случае истощение было короткоживущим, исчезающим в течение нескольких часов после окончания СПС, что предполагает ответственность NO_x -реакций за наблюдаемое изменение озона [Mc Peters and Jackman, 1985].

Поскольку потоки протонов были получены из спутниковых измерений, то можно было сравнить модельные расчеты на их основе для 9-ти известных случаев истощения озона, связанных с СПС (ноябрь 1969 г., январь и сентябрь 1971 г., август 1972 г., июнь и август 1979 г., октябрь 1981 г., июль и декабрь 1982 г.) с измерениями и проверить качество моделей. Оказалось, что первое время после СПС истощение озона соответствовало теоретическим прогнозам, но через ~2 недели становилось больше расчетного ниже ~45 км. Выше 45 км картина не столь ясна. Наблюдаемое между высотами 45 и 60 км истощение существенно больше прогнозируемого фотохимическими моделями, а между 60 и 85 км – приблизительно равно модельному. Для правильной интерпретации результатов необходимы одновременные наблюдения и NO_x и HO_x и озона [Jackman and Mc Peters, 1987].

В целом изменение озона за период 1963–1984 гг. было значительным только для СПС августа 1972 г. Возвращение к исходному уровню заняло от нескольких месяцев до года [Mc Peters and Jackman, 1985].

Известно, что ГКЛ образуют NO_y в нижней стратосфере, СПС – в средней и верхней стратосфере и мезосфере, ВРЭ – в верхней стратосфере и мезосфере. Образование NO_y солнечными протонами зарегистрировано по уменьшению полярного озона во время и после СПС (августа 1972 г., августа, сентября и октября 1989 г.), по росту NO после СПС (июль 1982 г.) и в других случаях. Образование NO_x авроральными электронами и фотоэлектронами в термосфере при последующем переносе вниз в мезосферу и верхнюю стратосферу считается важным компонентом бюджета NO_y в зимней средней атмосфере высоких широт. Предполагается, что релятивистские электроны могут оказывать значительное влияние на бюджет NO_y средней атмосферы в масштабах времени

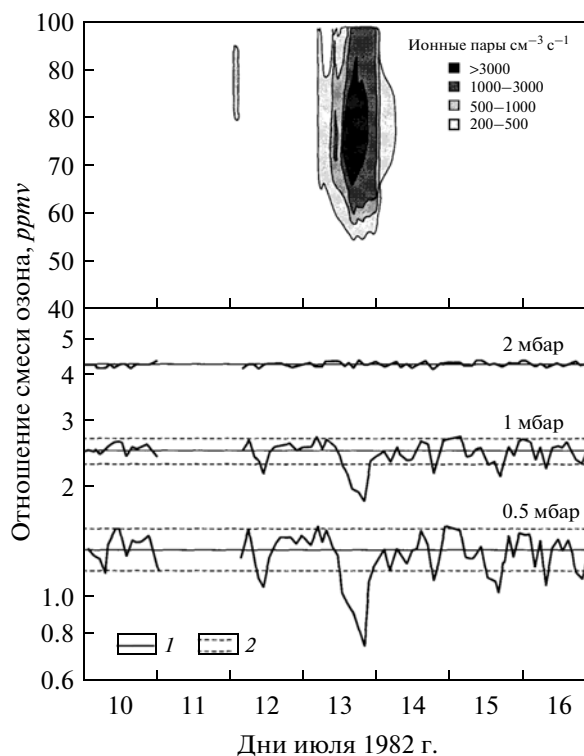


Рис. 6. Временная зависимость отношений смеси озона на высотах ~55 (0.5 мбар), 50 (1 мбар) и 45 (2 мбар) км во время СПС в июле 1982 г. для зенитных углов Солнца в интервале 82.5–86° [Mc Peters and Jackman, 1985]. Показано также среднее значение без СПС (1), стандартное отклонение (2), в верхней части рисунка – высотная зависимость скорости образования пар ионов.

солнечного цикла. Для проверки этого положения необходимо более точно определить абсолютный поток релятивистских электронов в среднюю атмосферу. По расчетам ГКЛ вызывают изменение NO_y в нижней стратосфере до 10% в течение солнечного цикла. А такие СПС, как в августе 1972 г., августе, сентябре и октябре 1989 г., могли существенно менять содержание NO_y в средней и верхней стратосфере. Рассчитано долгоживущее понижение озона во время СПС августа 1972 г. и подтверждено измерениями в средней и верхней стратосфере полярных широт. ВРЭ могут быть важными в модуляции NO_y в средней атмосфере, но требуются их измерения непосредственно в земной атмосфере. Необходимо дальнейшее изучение вклада в изменение NO_y и озона в стратосфере от высыпания авроральных и фотоэлектронов, как и тормозного рентгеновского излучения от авроральных и релятивистских электронов [Jackman, 1993].

Очень сильные СПС с 19 по 27 октября 1989 г. вызвали значительное повышение NO_x и HO_x в средней атмосфере. Измерений NO_x не проводилось, но рост NO наблюдался ракетными прибо-

Таблица 6. Измерения и модельный прогноз

Истощения озона в полосе широт 60–80° на уровне 4 гПа	Южное полушарие (%)	Северное полушарие (%)
Измерения SBUV 2 на спутнике NOAA 11 (декабрь 1989 г. по сравнению со средними для декабря 1990 и 1991 гг. данными)	–1	–12
2-D прогноз (с учетом химии хлора)	–20	–21
3-D прогноз (без учета химии хлора)	–8	–18
3-D прогноз (с учетом химии хлора)	–5	–9

рами в хорошем согласии с рассчитанным по схеме деградации энергии протонов. Двумерная модель имитации влияния NO_x предсказала понижение озона более чем на 2% на протяжении полутора лет после этих СПС [Jackman et al., 1995a]. Предыдущее трехмерное моделирование [Jackman et al., 1993] показало важность надлежащего представления полярного вихря и потеплений при объяснении наблюдавшихся прибором SBUV 2 в течение двух месяцев после этих СПС возмущений атмосферы. Рост NO_x после СПС октября 1989 г. и более сильный перенос вниз северной зимой 1989–1990 гг. по сравнению с зимой 1986–1987 гг. дали вклад в большее увеличение NO_2 нижней стратосферы, наблюдавшееся прибором SAGE II в конце марта 1990 г. Однако трехмерная модель дала меньшие понижения озона, чем наблюдавшиеся тем же прибором SAGE II. Возможно, на

составляющие в этой области влияли другие факторы, такие как гетерогенная химия. О степени отличия модельных расчетов от измерений можно судить по данным табл. 6.

На истощение озона в конце марта 1990 г. сильнее, чем СПС, могло повлиять различие между зимами 1986–1987 гг. и 1989–1990 гг. Более холодная зима 1989–1990 гг. могла привести к большему истощению озона этой зимой из-за влияния гетерогенных реакций, что должно быть исследовано.

Долговременные изменения озона исследовались в работе [Jackman et al., 1996]. Двумерная модель GSFC переноса и фотохимии использовалась для прогноза изменений озона, происшедших начиная с 1975 г. из-за выбросов антропогенного хлора и брома, вариаций УФ-излучения в солнечном цикле, изменения содержания сульфатного аэрозоля вследствие сильных вулканических извержений (включая извержения вулканов Эль Чичон и Пинатубо), СПС и ГКЛ. Один и тот же регрессионный метод использовался для получения трендов профилей и общего содержания озона по измерениям и по результатам моделирования. Модельные тренды близки по форме трендам по данным приборов SBUV и SBUV-2 с наибольшим процентным изменением в верхней стратосфере самых высоких широт. Величина модельных трендов получилась в верхней стратосфере больше наблюдаемых, особенно в северном полушарии, а в нижней – модельный тренд оказался меньше наблюдаемого. Модельный тренд ОСО мал в тропиках и больше в средних и высоких широтах, что близко к картине трендов по ТОМС. Различие между ними лежит в пределах 1–2% в северном полушарии и в тропиках. Модельный тренд в южных средних и высоких широтах больше на 2–4%, чем наблюдаемый. Модельный прогноз сравнивался с временными вариациями ОСО, усредненного по широте между 65° S и 65° N за период наблюдений ТОМС (1979–1993 гг.) (рис. 7). Учет в модели роста антропогенного хлора и брома, вариаций УФ-излучения в солнечном цикле и изменения сульфатного аэрозоля воспроизводит большую часть наблюдаемых ТОМС изменений почти глобального ОСО. Модель дает уменьшение озона около 4% с 1975 по 1995 г. из-за роста хлора и брома. Измене-

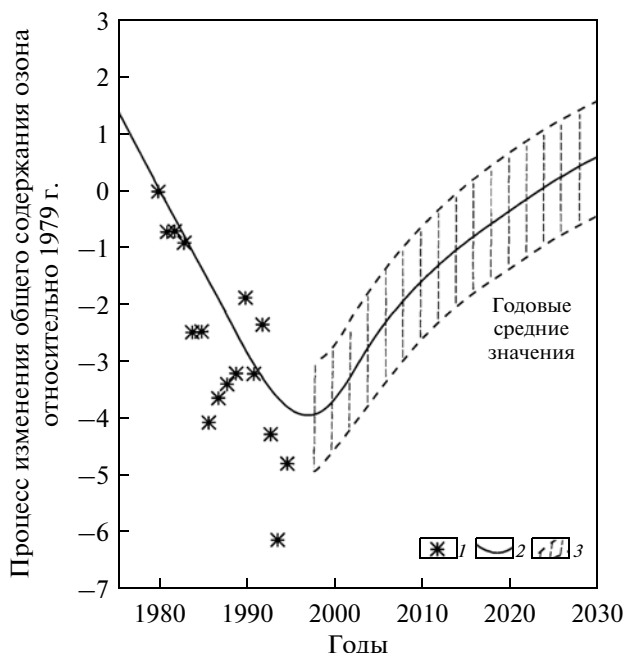


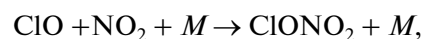
Рис. 7. Изменение общего содержания озона в интервале широт 65° S–65° N, согласно данным версии 7 прибора ТОМС относительно значений в 1979 г. (1), изменение до 2030 г. по 2D модели GSFC, учитывающей только рост антропогенного хлора и брома (2); модельный прогноз $\pm 1\%$ (3) [Jackman et al., 1996].

ния сульфатного аэрозоля существенно влияли на озон и дали максимальное понижение около 2.8% в 1992 г. в годовом среднем почти глобальном ОСО (AAGTO), рассчитанным между 65° S и 65° N. Вариации УФ-излучения вызвали умеренное возмущение AAGTO за солнечный цикл с экстремумом $\pm 0.6\%$ ($\sim 1.2\%$ от максимума к минимуму). Влияние СПС было относительно мало с максимальным уменьшением AAGTO 0.22% в 1990 г. после исключительно сильных СПС октября 1989 г. ГКЛ дают по расчетам относительно малые вариации годового среднего AAGTO +0.02% за солнечный цикл.

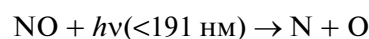
Влияние высыпаний энергичных частиц на нечетный азот и озон в масштабах солнечного цикла рассматривалось в работе [Jackman et al., 1995b]. ГКЛ, СПС и высыпания энергичных электронов меняются в цикле солнечной активности. СПС достаточно хорошо коррелируют с солнечной активностью, ГКЛ имеют антикорреляцию, изменения высыпаний электронов с солнечной активностью носят очень сложный характер. ГКЛ вызывают вариации стратосферного NO_y , по крайней мере на $\sim 2.5\%$ от максимума к минимуму солнечной активности. Вариации ОСО для всей полярной области $\varphi > 50^\circ \text{N}$ за счет ГКЛ меньше 0.05%. Очень сильные СПС в августе 1972 и октябре 1989 г. вызывали повышение NO_y более чем на 50% в полярной верхней стратосфере. Изменения ОСО после этих СПС для области $\varphi > 50^\circ \text{N}$ составили $\sim -0.4\%$ и -0.9% , соответственно. Для определения влияния высыпаний электронов на стратосферные составляющие необходима дальнейшая работа.

Двумерная модель химии—переноса использовалась для моделирования влияния СПС в период с 1965 г. по 1995 г. с исключительно сильными СПС 2–10 августа 1972 г. и 19–27 октября 1989 г. [Jackman et al., 1999, 2000]. Стратосфера в периоды этих мощных СПС сильно различалась в химическом отношении. В 1972 г. уровень стратосферного хлора был относительно низким ($\sim 1.2 \text{ ppbv}$) и значительным в 1989 г. ($\sim 3 \text{ ppbv}$). Во время СПС образовывались и NO_x и NO_y в мезосфере и стратосфере, но только NO_y -составляющие имели достаточно долгое время жизни, чтобы влиять на озон в течение времени от нескольких месяцев до нескольких лет после событий. В верхней стратосфере получено понижение озона более 10%, продолжавшееся несколько месяцев после этих СПС. Долгоживущие соединения NO_y зимой переносились вниз и воздействовали на среднюю и нижнюю стратосферу. В период высокого содержания галогенов усиливалось взаимодействие с хлорными и бромными составляющими галогеновых циклов разрушения озона, что привело к некоторому росту полярного озона через какое-то время после этих СПС, особенно заметному в 1992–1994 гг.

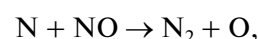
Наиболее важны из этих реакций взаимодействия реакции



исключающие ClO и BrO из циклов разрушения озона. Влияние СПС было сильнее зимой—осенью, чем летом—весной, так как в первом случае был сильнее перенос вниз и кроме того при меньшей интенсивности УФ-излучения с меньшей скоростью шел процесс



и последующий за ним



т.е. сохранялось большее количество NO_y .

14–16 июля имело место третье по величине за последние 30 лет СПС [Jackman et al., 2001]. Временная эволюция роста NO и NO_2 в северных полярных широтах во время события была зарегистрирована прибором HALOE на спутнике UARS. Обнаружено увеличение мезосферного NO_x более чем на 50 *ppbv*. Данные измерений приборов HALOE UARS и SBUV/2 NOAA 14 показали кратковременное, длившееся около суток, понижение содержания озона в средней мезосфере более чем на 70%, вызванное действием NO_x , а также еще более длительное (до нескольких суток, в верхней стратосфере, до 9%), вызванное действием NO_x . Впервые три составляющие: NO , NO_2 , O_3 были одновременно измерены во время СПС. Наблюдения подтвердили влияние больших СПС на озон полярной средней стратосферы и предоставили возможность проверить теории изменения составляющих, вызванного высыпанием частиц. Потoki протонов измерялись на NOAA GOES-10 в нескольких интервалах энергий от $>1 \text{ МэВ}$ до $>100 \text{ МэВ}$ каждые 5 мин. Рассчитывались почасовые средние профили скорости ионизации (образования нечетного водорода и азота). Предполагалось равномерное распределение энергии протонов на геомагнитных широтах больше 60° . Поток протонов считался одинаковым в обоих полушариях. Для оценки влияния СПС использовалась одна из последних версий двумерной модели GSFC [Jackman et al., 1999]. Модельные и измеренные изменения NO_x и O_3 на 65°N на уровне $\sim 0.3 \text{ гПа}$ (в стратосфере и нижней мезосфере) близки, выше (в средней и верхней мезосфере) модель дает большие изменения (рис. 8).

Согласно одномерной фотохимической модели во время СПС 14 июля 2000 г. концентрация ОН возросла на $\sim 400\%$ на 70°N , через сутки после начала СПС, NO выросла на $\sim 1000\%$ с довольно длинным “хвостом” [Krivolutsky, 2001; Krivolutsky et al., 2003]. Понижение концентрации озона от СПС 14 июля было значительно сильнее, чем от СПС 6 ноября 1997 г. (до 80–90% в верхней мезо-

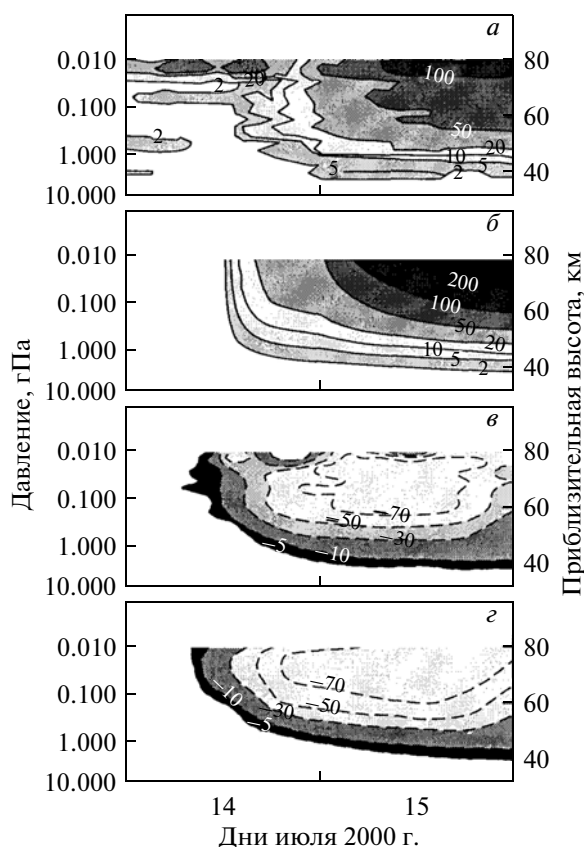


Рис. 8. Высотно-временной разрез увеличения NO_x по данным прибора HALOE (а) и модельного увеличения NO_x (б) (линии 2; 5; 10; 20; 50; 100 и 200 ppbv); понижения озона по HALOE (в) и модельного понижения озона (г) (линии -5; -10; -30; -50 и -70%) [Jackman et al., 2001].

сфере). Это нашло подтверждение в данных прибора HALOE. Именно такого порядка изменения в профиле O_3 были зарегистрированы 15 июля на высоте ~75 км. Только к 18 июля произошло восстановление концентрации озона.

Хотя СПС 28–31 октября 2003 г. случились близ конца максимума 23-го солнечного цикла, они составили четвертые по величине СПС за последние 40 лет (см. табл. 6). По наблюдениям прибора HALOE на ИСЗ UARS $\text{NO}_x = \text{NO} + \text{NO}_2$ увеличился более чем на 20 ppbv в полярной нижней мезосфере южного полушария. Прибор SBUV 2 на спутнике NOAA 16 показал кратковременное истощение озона на 40% в полярной нижней мезосфере южного полушария; на 30% – в верхней стратосфере и на >70% – в средней и верхней мезосфере в период наиболее интенсивных потоков протонов (29 октября), вероятно, в результате роста HO_x (рассчитан рост более чем на 100% в течение нескольких дней). Данные прибора SBUV 2 показали понижение озона на 5–8% в полярной верхней стратосфере южного полушария, продолжавшееся несколько дней после событий, ве-

роятнее всего в результате роста NO_y . Двумерной моделью прогнозировались продолжительные (более 8 месяцев) понижения общего содержания полярного озона в северном полушарии более чем на 0.5%. В южном полушарии рассчитанное понижение ОСО много меньше. Более сильное влияние одинаковых количеств NO_y в северном полушарии объясняется сезонной разностью полушарий [Jackman et al., 1990; 2005b].

Наибольшее число СПС пришлось на период 2000–2003 гг. Огромные потоки протонов высокой энергии вторгались в земную атмосферу в течение 2–3 дней в июле и ноябре 2000 г., сентябре и ноябре 2001 г. и октябре 2003 г. Они производили ионизацию, возбуждение, диссоциацию и диссоциативную ионизацию фоновых составляющих, что приводило к образованию HO_x (H , OH , HO_2) и NO_y (N , NO , NO_2 , NO_3 , N_2O_5 , HNO_3 , HO_2NO_2 , ClONO_2 , BrONO_2). Рост HO_x вызывал кратковременное понижение озона в полярной мезосфере и верхней стратосфере. Наблюдались и смоделированы истощения мезосферного озона более чем на 70% за счет повышения HO_x в результате очень большой СПС в июле 2000 г. Понижение общего содержания полярного озона более чем на 1% имитировалось моделями в обоих полушариях в течение продолжительных периодов времени (несколько месяцев) как результат роста NO_y за счет очень больших СПС. В таблице 7 приводится классификация 15-ти наиболее сильных СПС за последние 45 лет по количеству образованных ими молекул NO_y [Jackman et al., 2007]. В работе [Jackman et al., 2005a] приводилась классификация 10-ти самых сильных СПС за последние 40 лет.

Наблюдения последнего времени новыми приборами MIPAS, SCIAMACHY, GOMOS подтвердили прежние выводы и дали новые свидетельства влияния СПС на среднюю атмосферу. Наблюдения прибором MIPAS озона и NO_x ($\text{NO} + \text{NO}_2$) с 25 октября по 14 ноября 2003 г. были первыми глобальными измерениями NO_x , охватывающими как летние (дневное освещение), так и зимние (темнота) полярные области во время СПС. Очень большие значения (180 ppbv) измерены в верхней стратосфере и обнаружена большая асимметрия повышений NO_x в северной и южной полярных шапках. Арктические повышения (средние для широт >60°) 20–70 ppbv между 40 и 60 км продолжались, по крайней мере, 2 недели, а антарктические составляли от 10 до 35 ppbv и уменьшились вдвое через 2 недели. Озон показал признаки понижения, связанные с повышением как HO_x , так и NO_x , но с различными временными масштабами. Арктический озон нижней мезосферы (верхней стратосферы) был понижен на 50–70% (30–40%) в течение двух недель после СПС. В Антарктике понижение содержания озона было меньшим. После локально образованно-

го повышения NO_x в арктической средней и верхней стратосфере и в мезосфере большие количества NO_x наблюдались до конца декабря. Это объясняется переносом NO_x вниз. Повышение резко уменьшилось при стратосферном потеплении в середине декабря. С середины января по конец марта прибор MIPAS фиксировал экстраординарно высокие содержания NO_2 в верхней стратосфере северной полярной области (средние по вихрю значения до 360 ppbv на ~54 км), что по-видимому было обусловлено необычно сильным вихрем, переносом вниз и необычно высокой авроральной активностью, начавшейся с СПС в октябре–ноябре и продолжавшейся зимой. Содержание озона в вихре было существенно понижено с середины февраля до конца марта выше уровня 1750 К [Lopez-Puertas et al., 2005].

Профили плотности озона между 35 и 65 км, полученные по лимбовым измерениям спектрометром SCIAMACHY на спутнике ENVISAT, использованы для определения изменений озона под влиянием СПС с 26 октября по 6 ноября 2003 г. [Rohen et al., 2005]. Карты и временные ряды данных за 5 недель после первого события сравнивались с результатами модели химии и переноса средней атмосферы, учитывающей образование NO_x и NO_x за счет высыпания энергичных частиц. Общие характеристики потерь озона воспроизводятся моделью достаточно хорошо. В северном полушарии истощение озона превышало 50% в нижней мезосфере высоких геомагнитных широт и 30% – в средней мезосфере. В южном полушарии оно было намного слабее. В северном, менее освещенном, полушарии был ниже фон ОН (из-за более слабой фотодиссоциации H_2O), слабее была фотодиссоциация NO, вследствие чего разрушение озона образуемыми СПС ОН и NO было сильнее, чем в южном полушарии. Отмечены два режима, один выше 50 км, где доминировали потери озона под влиянием NO_x , и другой – ниже 50 км, где доминировало разрушение озона NO_x . Временная зависимость понижения и восстановления озона в этих режимах была разной. Впервые наблюдалось одновременное возникновение двух максимумов истощения озона на различающихся высотах, объясняемое этими режимами.

Мониторинг роста NO_2 и истощения озона под влиянием СПС в октябре–ноябре 2003 г. проводился с помощью прибора GOMOS на спутнике ENVISAT [Seppälä et al., 2004]. Впервые это явление исследовалось в условиях полярной зимы спутниковым прибором. Результаты показали возрастание NO_2 на несколько сотен процентов и истощение озона на несколько десятков процентов между 36 и 60 км. Эффект длился несколько месяцев после событий. Сравнение концентраций NO_2 и озона после событий показало сильную отрицательную корреляцию. Отмечается интересная особенность поведения озона на высо-

Таблица 7. Пятнадцать наиболее сильных за последние 45 лет солнечных протонных событий

Дата СПС	Ранг	Число образованных в средней атмосфере молекул NO_y (гигамоли ¹)
19–27 октября 1989 г.	1	11
2–10 августа 1972 г.	2	6.0
14–16 июля 2000 г.	3	5.8
28–31 октября 2003 г.	4	5.6
5–7 ноября 2001 г.	5	5.3
9–11 ноября 2000 г.	6	3.8
24–30 сентября 2000 г.	7	3.3
13–16 августа 1989 г.	8	3.0
23–25 ноября 2001 г.	9	2.8
2–7 сентября 1966 г.	10	2.0
15–23 января 2005 г.	11	1.8
29 сентября–3 октября 1989 г.	12	1.7
28 января–1 февраля 1967 г.	13	1.6
23–29 марта 1991 г.	14	1.5
7–17 сентября 1991 г.	15	1.5

Примечание: ¹Гигамоль = 6.02×10^{32} атомов и молекул.

тах 60–75 км: рост после СПС (дни 311-й–340-й). Причиной является, по-видимому, восстановление существующего в высокоширотной мезосфере третичного максимума озона.

Расчет влияния солнечных протонов на среднюю атмосферу во время СПС октября–ноября 2003 г. проводился с использованием измерений потоков протонов на спутнике GOES-11 в качестве входных данных одномерной модели ионной и нейтральной химии SIC. Результаты сравнивались с профилями NO_2 и O_3 , измеренными спутниковым прибором GOMOS. Расчет показал изменение концентраций NO_x и NO_x на порядок величины и понижение содержания озона, меняющееся от 20% на высоте 40 км до более чем 95% на 78 км. Величина и высотное распределение истощения озона оказались зависящими от суточных циклов атомарного кислорода и озоноразрушающих составляющих, так что наибольшее истощение получалось на восходе и заходе Солнца. Высотное распределение модельных и измеренных относительных изменений очень похоже, хотя имеются существенные количественные различия на некоторых высотах. На рисунке 9 показано относительное изменение озона (%) под воздействием СПС ночью (а) и днем (б) по данным прибора GOMOS (штриховая линия, взвешенные зональные средние значения для широт

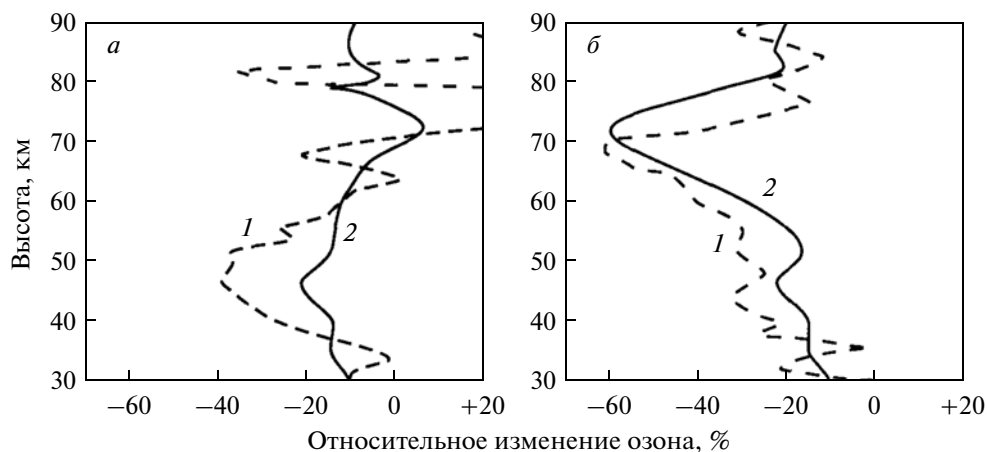


Рис. 9. Относительное изменение озона под воздействием СПС ночью (а) и днем (б) по данным прибора GOMOS (взвешенное зональное среднее значение для широт 65–75° N (1) и по модели SIC (2) [Verronen et al., 2005].

65–75° N) и по модели SIC (сплошная линия) [Verronen et al., 2005]. Модельные и измеренные профили NO_2 хорошо согласовывались на высотах 35–60 км.

Спутниковые наблюдения выявили необычное повышение NO_x и понижение озона в полярной стратосфере весной 2004 г. в отсутствии солнечных протонных событий. Так, прибор FTS на ИСЗ SciSat-1 зафиксировал отношение смеси NO_x 1.3 *ppmv* в нижней полярной мезосфере (на высоте 55 км и 80° N) в середине февраля 2004 г. при типичном значении 6 *ppbv* [Rinsland et al., 2005]. Прибор HALOE зафиксировал значение NO_x 40 *ppbv* на высоте 40 км в начале апреля [Semeniuk et al., 2005].

Проведен анализ [Randall et al., 2005] данных измерений несколькими приборами включая POAM 2 (1991–2004 гг.), POAM 3 (2004 г.), SAGE 2 (1984–2004), SAGE 3 (2004), HALOE (1991–2004), MIPAS (2004), OSIRIS (2004), FTS (ACE) (2004). Исследовалась временная зависимость поведения NO , NO_2 , O_3 с ноября 2003 г. по июль 2004 г. и происхождение наблюдаемых повышений NO_x .

Данные приборов HALOE, SAGE 2, POAM 2,3 без сомнения показывали, что отношение смеси NO_x на высоте 40 км в апреле 2004 г. было в 4 раза больше, чем когда-либо прежде за исследуемые годы, а отношение смеси O_3 понижалось более чем на 60% в некоторых случаях. Анализ показал, что аномалии ограничивались широтами к полюсу от 40° N и повышения NO_x на 10–50% сохранялись до июля (последнего месяца анализа) во всех трех рядах наблюдений выше 40 км.

В то же время данные приборов MIPAS, OSIRIS, POAM 3, SAGE 3 вместе с тем фактом, что активность частиц в марте–апреле 2004 г. была недостаточной для образования существенных количеств NO_x непосредственно в стратосфере, подтвердили, что экстраординарные весенне-летние

повышения NO_x в стратосфере, обнаруженные приборами HALOE, SAGE 2, POAM 2, POAM 3, возникли до начала марта в результате опускания богатого NO_x воздуха из мезосферы.

Каково же было происхождение NO_x в опускающемся воздухе? Данные прибора FTS (ACE) в области широт >60° N с февраля по конец марта обнаружили слой с повышенным содержанием NO_x , опускающийся внутри вихря в это время с ~55 км до 45 км [Rinsland et al., 2005]. Анализ данных прибора HALOE выявил январские повышения NO_x более чем на 200% по сравнению со средними значениями за 1992–2003 гг. на высотах между 60 и 70 км на широте ~47° N.

По-видимому, весеннее повышение NO_x было вызвано, во-первых, номинальным высыпанием энергичных частиц после октября–ноября, во-вторых, восстановлением необычно сильного вихря в январе, так что он стал в феврале–марте сильнейшим за все время с 1979 г. Это обеспечило высокую вероятность переноса богатого NO_x воздуха из полярной нижней мезосферы в стратосферу. Из-за разрушения вихря в конце декабря образованный СПС октября–ноября NO_x испытывал перенос в средние широты, где подвергался фотолизу и не мог поэтому быть ответственным за весенне-летнее повышение его в стратосфере.

Попытке выяснить происхождение переносимого в стратосферу NO_x посвящена еще одна работа [Semeniuk et al., 2005]. Для этого использовалась спектральная модель CMAM GCM, учитывающая 52 гармоники. Модель описывала ситуацию от поверхности Земли до 90–95 км, имела 65 уровней и современный фотохимический блок. Ионизация рассчитывалась по данным измерений потоков протонов на ИСЗ GOES-11. Область ионизации простиралась на 30–35° от геомагнитного полюса. В единицах CGS скорость ионизации $I = 2.8 \times 10^4 \rho E$, где ρ – плотность воздуха, E –

скорость отложения энергии. Скорость образования NO_x была взята из работы [Solomon et al., 1983], $P_{\text{NO}_x} = 1.25$. Начало имитаций — до начала СПС октября—ноября, продолжительность — до конца марта. Считалось, что атмосфера ионизируется двумя источниками: 1) протонами СПС октября—ноября в мезосфере и стратосфере; 2) энергичными электронами, связанными с полярными сияниями от магнитосферных возмущений, и солнечными рентгеновскими лучами в термосфере и верхней мезосфере.

Проводились расчеты с учетом только первого источника и с учетом обоих источников. Образование NO_x и NO_x от второго источника масштабировалось множителем вида $1 + 99 \exp(-((z - z_i/8)^2))$, где z_i — высота верхней границы модели.

Важно, что модель не воспроизводила исключительно сильный мезосферный полярный вихрь, развившийся в январе и феврале 2004 г., существенный для ограничения аномалии NO_x областью полярной ночи. Между тем, в обычных условиях в мезосфере пик зональных ветров приходится на средние широты, а не на край полярной ночи. Занос полярного воздуха в освещенные Солнцем широты — доминирующий процесс потерь NO_x путем фотолиза. Зима 2003—2004 г. была как раз не типичной [Manney et al., 2005].

Модельные сценарии не воспроизвели наблюдавшиеся уровни NO_x в нижней полярной мезосфере, так как снижающиеся воздушные массы испытывали значительные горизонтальные возмущения, переносившие их в освещенные области, и источник NO_x был недостаточен. Предполагается, что верхняя мезосфера и нижняя термосфера зимней полярной области могли испытывать подъем в январе—феврале 2004 г. во время необычно сильного потепления, продолжавшегося около 4-х недель. Опускание в нижней мезосфере было слабым, так что в средней мезосфере (~65 км) должны были присутствовать высокие значения NO_x . Поскольку другие источники после СПС октября—ноября отсутствовали, NO_x , образованный в нижней термосфере в ноябре, был источником аномалии NO_x в нижней мезосфере в феврале 2004 г. Такое объяснение представляется не очень убедительным.

Окончательно вопрос об источнике NO_x , переносимого в стратосферу весной и летом 2004 г., может быть решен с помощью трехмерной модели, непременно учитывающей все особенности циркуляции осенью—зимой 2003 г. и весной—летом 2004 г.

Обзор новой информации о химическом составе стратосферы и мезосферы, полученной в разные сезоны в обоих полушариях с помощью приборов MIPAS, SCIAMACHY, GOMOS, HIRDLS и других приведен в работе [Репнев и Кривоуцкой, 2010]. Там же приводятся также результаты

сравнения модельных расчетов с новыми данными о химическом составе.

В цикле работ [Шумилов и др., 1996, 1991; Shumilov et al., 1992, 1995] приводятся данные высокоширотных наблюдений ОСО во время 4-х СПС большей частью типа Ground Level Event в марте, сентябре и октябре 1989 г. и в мае 1990 г. Обсерватории в полярных шапках Арктики и Антарктики зарегистрировали кратковременные, но весьма заметные, понижения ОСО до 20%. В авроральной зоне понижения ОСО обнаружено не было. Предполагается, что эти понижения или, как их называют авторы “минидыры”, вызваны, вероятнее всего, солнечными протонами с энергиями 180—300 МэВ. Однако, как показывают расчеты авторов, гомогенная фотохимическая теория, в которой учитываются только газофазные каталитические реакции разрушения нечетного кислорода с участием окислов азота и водорода, не способна объяснить столь большой эффект. Газофазная фотохимическая модель дает уменьшение ОСО только ~1%. Выдвигается предположение, что существует некий “триггерный” механизм воздействия протонов СКЛ на содержание озона, включающий гетерогенные химические процессы, нарушение температурного или электрического баланса атмосферы, образование и разрушение полярных стратосферных облаков и аэрозолей. Именно гетерогенная химия на поверхности аэрозольных частиц призвана, по мнению авторов, объяснить высокие скорости разрушения озона во время СПС.

С другой стороны, Форбуш-понижения потоков ГКЛ могут вызвать, как обнаружено, увеличение ОСО до 10% [Шумилов и др., 1997] в высоких широтах, что также не может быть объяснено гомогенной фотохимической теорией и требует, как считают авторы, привлечения упомянутого выше “триггерного” механизма.

Исключительно интересными представляются результаты ракетных измерений параметров средней атмосферы, проведенных во время СПС в октябре 1989 г. в средних широтах (40—60°) южного полушария [Задорожный и др., 1992а, б; Zadorozny et al., 1994]. Было обнаружено сильное увеличение концентрации ионов выше 30 км и концентрации окиси азота выше 40 км (с максимумом $\sim 2 \times 10^9 \text{ см}^{-3}$ на 45—55 км). Концентрация озона выше 35 км понизилась с максимальным эффектом в 20—25% на ~50 км. Зарегистрировано понижение температуры на 40—60 км с максимальным значением $\sim 14^\circ$ вблизи 50 км. Во время СПС зафиксировано неожиданно большое значение напряженности вертикального электрического поля ($\sim 12 \text{ В/м}$) в нижней мезосфере на высоте ~58 км. Если результаты, полученные по озону, окиси азота, концентрации ионов и температуре качественно согласуются с существующими фото-

химическими концепциями влияния СПС на среднюю атмосферу, то охлаждение стратосферы было большим, чем предсказывают теоретические модели (~4–8 К) [Деминов и др., 1989; Reagan et al., 1981]. Что касается напряженности вертикального электрического поля во время СПС, то механизм генерации электрических явлений в средней атмосфере пока не известен.

Приведенные выше результаты позволяют утверждать, что заметного влияния СПС можно ожидать и в средних широтах.

Что касается работ по численному моделированию, то они продолжались в рамках “традиционного” подхода с учетом гомогенной химии NO_y , HO_y и O_3 . Использовались ранее разработанные модели. В работе [Jackman et al., 1990] среднесуточные величины измеренных потоков солнечных протонов использовались в двумерной фотохимической модели атмосферы для исследования влияния каталитических циклов HO_x (H , OH , HO_2) и NO_x (N , NO , NO_2) разрушения озона в течение 1963–1984 гг. Показано, что хотя во время некоторых СПС количество HO_x сильно увеличивается, время жизни HO_x очень мало — порядка часов в средней атмосфере. Что касается NO_x , то их увеличение заметно и месяцы спустя после события. Сравнение результатов модельных расчетов с данными наблюдений озона на спутнике Нимбус 4 показало относительно хорошее согласие во временном ходе и в величине уменьшения озона в средней атмосфере для вспышки августа 1972 г. и в течение двух месяцев после нее. Расчеты показали, что в августе 1972 г. уменьшение ОСО в высоких широтах должно быть не более 1% при существенных межполушарных различиях, связанных с различием сезонов, а именно в южных широтах стратосферный озон менялся больше, чем в северных.

В работе [Деминов и др., 1989] с помощью одномерной, а в другой работе [Деминов, 1992] — двумерной радиационно-фотохимических моделей рассматривался эффект солнечных протонных вспышек 2 сентября 1971 г. и 4 августа 1972 г. Учитывалось влияние на озон как NO_x , так и HO_x . Рассчитанный эффект составил ~20% для уменьшения содержания озона на высотах 40–45 км и ~5° для выхолаживания на тех же высотах в высоких широтах северного полушария по двумерной модели. Одномерная модель дала несколько больший эффект.

В работе [Reid et al., 1991] двумерная модель химии и динамики средней атмосферы использовалась для расчета содержания NO_y и его влияния на концентрацию озона и температуру в результате СПС в период августа–декабря 1989 г. В конце октября в освещенной Солнцем южной полярной шапке содержание NO должно было увеличиться в 20 раз вблизи 60 км при увеличении содержания

в вертикальном столбе на 55%. Уменьшение озона должно было составить ~20% вблизи 40 км, а охлаждение атмосферы — 3–3.5°. Эффект в северном полушарии ожидался меньшим из-за отсутствия солнечного освещения в максимальной фазе события.

Воздействие СПС в конце октября 2003 г. на состав нейтральной мезосферы и распределение ионов и электронов в D -области ионосферы исследовалось с использованием одномерной ионно-фотохимической модели газового состава атмосферы, описывающей образование D -области [Озолин и др., 2009]. Расчеты показали, что СПС привело к значительному увеличению NO_x в мезосфере полярных широт. В нижней мезосфере отношение смеси NO_x возросло на 20–50 *ppbv*, а в верхней — на 100 *ppbv* и более. Это привело к долгосрочному, но сравнительно небольшому уменьшению озона в нижней мезосфере. Основное уменьшение озона вызывалось краткосрочным возрастанием HO_x на 40% в южных и на 100–200% в северных полярных широтах, и тоже носило кратковременный характер в освещенной мезосфере. Концентрация озона понизилась на 40% в средней и верхней мезосфере на 75° S и на 70% на тех же высотах на 70° N. Результаты модели хорошо согласуются с данными спутниковых измерений. Важным недостатком определенным параметром являются доли возбужденных и невозбужденных атомов N в ионно-молекулярных реакциях с их образованием.

Долговременные изменения общего содержания озона, обусловленные СКЛ и ГКЛ, исследованы в работах [Krivolutsky, 1999; Krivolutsky et al., 2002] с помощью регрессионной методики и с использованием данных об ОСО, полученных на всей мировой наземной сети. В качестве регрессоров при анализе использовались данные о потоках солнечных протонов, полученные с помощью системы спутников “Метеор”, радиационное Солнца и интенсивность ГКЛ, измеренная в нескольких пунктах северного полушария в стратосфере. Выявленный отклик среднегодовых значений ОСО на мощные солнечные вспышки 1972, 1989 и 1991 гг. отрицателен для широт выше 45° N и положителен в низких широтах. Максимальная амплитуда реакции на СПС (~14 DU) получена на широте 65° N для СПС 1972 г. при пренебрежимом эффекте (~2 DU) на 45° N. Влияние ГКЛ выразилось в приблизительно десятилетнем цикле вариаций ОСО с амплитудой во всех точках около 2–2.5 DU в противофазе с солнечной активностью. Кроме того, реакция ОСО на влияние ГКЛ имела отрицательный тренд около 0.7 DU/10 лет на широте 43° N.

Влияние отдельных сильных СПС (6 ноября 1997 г., 14 июля 2000 г., 8 ноября 2000 г., 24 сентября, 4 и 22 ноября 2001 г., 28 октября 2003 г.) на со-

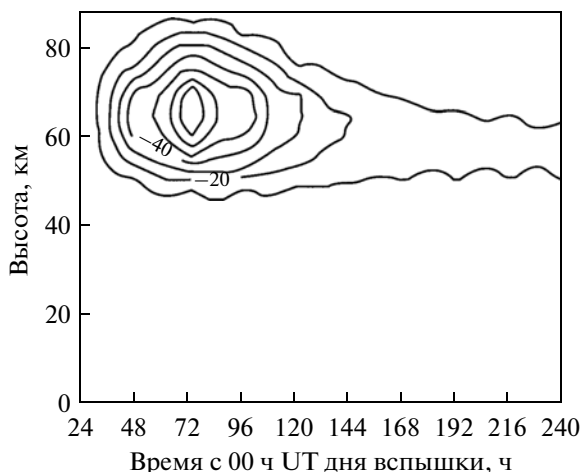


Рис. 10. Реакция озона (%) на 70° N на СПС 8 ноября 2000 г. [Krivolutsky et al., 2003].

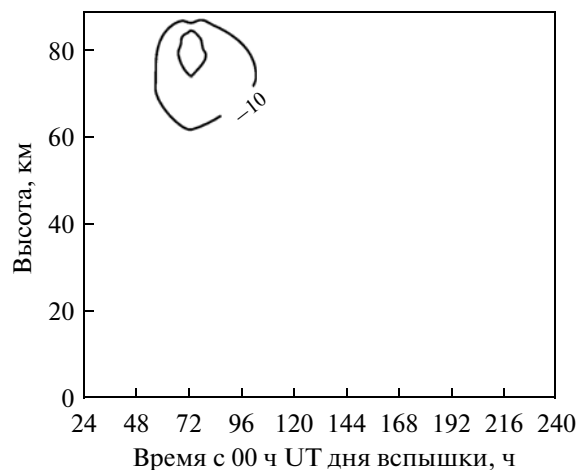


Рис. 11. Реакция озона (%) на 70° N на СПС 24 сентября 2001 г. [Krivolutsky et al., 2003].

стояние средней атмосферы исследовалось с помощью разработанной в Центральной аэрологической обсерватории одномерной фотохимической модели [Криволицкий и др., 2001], результаты изложены в серии статей [Krivolutsky, 2001, 2004; Krivolutsky et al., 2001, 2003, 2006].

Входными параметрами блока расчета скорости ионизации были интегральные интенсивности СКЛ, измеренные в нескольких энергетических каналах в интервале $E > 30$ МэВ в ноябре 1997 г. на ИСЗ “Метеор-20 и -21” над полярными шапками. Основной всплеск интенсивности начался около 14 ч UT 6 ноября. Резкое, почти линейное во времени возрастание, длившееся около трех часов, сменилось затем продолжавшимся несколько суток спадом экспоненциального характера.

Расчеты проводились для условий южной полярной атмосферы, зенитный угол Солнца при этом полагался равным 60° . Максимальная скорость ионизации приходится на нижнюю мезосферу, вторичный максимум, обусловленный жесткой компонентой спектра протонов, располагается в стратосфере. Воздействие СКЛ на атмосферу носило, по сути дела, импульсный характер: уже через двое суток интенсивность упала более чем на порядок величины, в то время как эффекты в химии атмосферы только начинали развиваться.

Наиболее сильное воздействие СКЛ оказали на содержание молекул семейства нечетного азота NO_x . К концу вторых суток после начала протонного события концентрация молекул NO в результате накопления превышала фоновые значения в 6 раз на высотах максимума новообразования, и затем уменьшение избыточной концентрации происходило очень медленно вследствие больших времен жизни молекул семейства NO_x в нижней мезосфере. Одновременно происходил

турбулентный перенос NO_x в стратосферу и разрушение озона на высотах его максимального содержания.

Как и следовало ожидать, прямое влияние СКЛ на содержание молекул нечетного водорода, HO_x , оказалось кратковременным (вследствие относительно малых времен жизни молекул этого семейства) и локализованным на высотах максимума скорости ионообразования. Во время максимальной фазы протонного события концентрация HO_x выросла здесь на 8% и упала практически до фоновых значений сразу после спада интенсивности СКЛ. Эффект понижения концентрации озона избыточным HO_x оказался несколько более длительным, но максимальный эффект по времени пришелся также на момент максимальной интенсивности СКЛ и составил несколько процентов.

В период максимума солнечной активности в 23-ем цикле кроме СПС 14 июля 2000 г. имели место СПС 8 ноября 2000 г., 24 сентября 2001 г., 4 и 22 ноября 2001 г. Для расчетов скоростей ионизации солнечными протонами использовались данные спутников GOES-8 и -9 о потоках протонов в каналах >5 , >10 , >30 , >50 , >60 , >100 , >370 , >480 и >640 МэВ. На рисунках 10–13 показана реакция озона на эти вспышки [Krivolutsky et al., 2005].

Оказалось, что несмотря на то, что потоки протонов и вызванная ими ионизация были сильнее в июле 2000 г., чем в ноябре 2000 г., рассчитанное понижение озона было сильнее в ноябре 2000 г. Предполагается, что этот результат мог быть вызван различием во временном изменении спектра энергий протонов и в продолжительности этих СПС, однако это заключение требует специального исследования.

Суммируя представленные результаты можно сказать следующее.

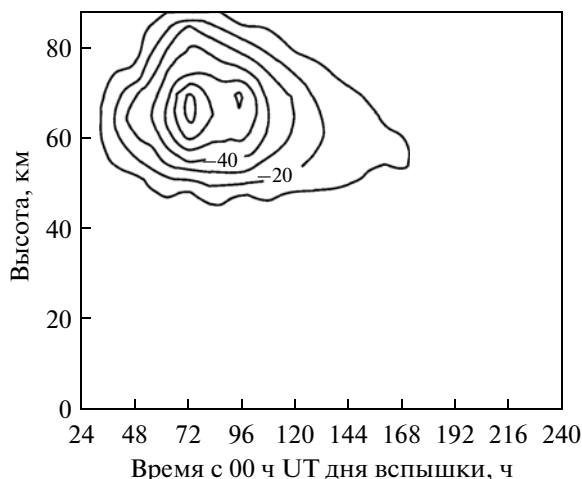


Рис. 12. Реакция озона (%) на 70° N на СПС 4 ноября 2001 г. [Krivolutsky et al., 2003].

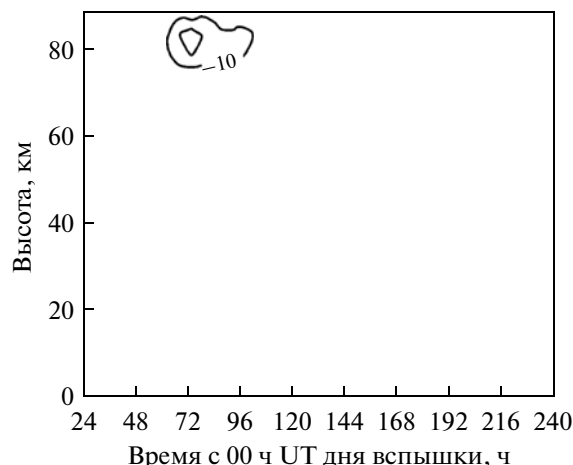


Рис. 13. Реакция озона на 70° N на СПС 22 ноября 2001 г. [Krivolutsky et al., 2003].

Наиболее интенсивные потоки солнечных протонов в 1997–2001 гг. пришлось на 2000 и 2001 гг.

Самым сильным СПС было СПС 14 июля 2000 г.

Изменения во времени спектров энергий и продолжительностей СПС в этот период менялись от события к событию, и это приводило к различию в интенсивностях и в высотных интервалах скоростей ионизации и к различию в реакции озона и других малых газовых составляющих.

Реакция озона на самое сильное СПС была не самой сильной.

Наиболее сильная реакция наблюдалась на СПС 8 ноября 2000 г. и 4 ноября 2001 г.

Расчеты ионизации атмосферы мощными событиями на Солнце в конце октября–начале ноября 2003 г. проводились по мало различающимся данным прибора МКЛ на борту российской солнечной обсерватории “Коронас-Ф” (запущена 31.07.2001 г. на квазикруговую орбиту высотой 507 ± 21 км с наклоном плоскости орбиты 82.5°) и американского ИСЗ GOES-10 (орбита на высоте 35800 км). Влияние дополнительной ионизации солнечными протонами на NO_x , NO_x и O_3) рассчитывалось с помощью одномерной фотохимической модели ЦАО [Криволицкий и др., 2001].

Увеличение ОН на 70° N после СПС 28 октября 2003 г. составляет ~80% и существует около двух суток. Положение по высоте максимума эффекта практически совпадает с положением максимума ионизации, но смещено по времени приблизительно на сутки.

Максимальный рост NO , составляет ~40%, а существует возмущение значительно дольше, чем в ОН. При этом положение максимума эффекта по высоте также близко к распределению скоро-

сти ионизации, но имеет большую задержку по времени, чем для ОН.

Максимальное разрушение озона составляет ~30%. Изменения в озоне существуют достаточно долго после вспышки. Этот эффект обусловлен изменениями в содержании окиси азота. Положение максимума эффекта также совпадает с положением максимума ионизации.

Интересно, что после СПС происходит изменение не только ОН, NO и O_3 , но и водяного пара. Изменение это невелико (~1% в максимуме), однако эффект обладает большим последствием и существует значительно дольше, чем в ОН, кратковременное увеличение которого и является источником изменений в содержании водяного пара.

Максимальные значения ионизации, вызванные торможением в атмосфере протонов СПС 28 октября 2003 г., близки к расчетным для вспышки 14 июля 2000 г., однако предстоит оценить общее количество образовавшихся после этих вспышек пар ионов, поскольку рассчитанные изменения состава после события 28 октября 2003 г. оказались меньше, чем в июле 2000 г. [Криволицкий и др., 2004; Krivolutsky et al., 2006].

Реакция не только озона, но также ветра и температуры на СПС 14 июля 2000 г. исследовалась с помощью объединенной трехмерной глобальной механистической модели общей циркуляции (СОММА, версия 3) и фотохимической модели химии и переноса [Krivolutsky et al., 2006]. Скорости ионизации на 70° N, рассчитывались по данным измерений потоков протонов на спутнике GOES-10. Такие скорости ионизации относились ко всем широтам между 66° и полюсом геомагнитной широты как в северном, так и в южном полушарии. Предполагалось, что каждая пара ионов давала 1.25 молекул NO_x и убывающее с высотой от значения 2.0 на высоте 60 км количе-

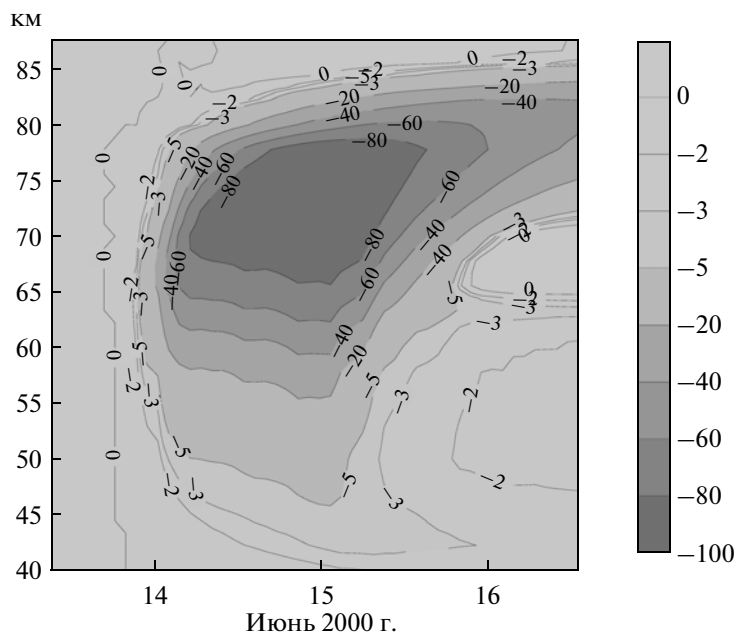


Рис. 14. Изменение содержания озона (%) в высоких широтах северного полушария (75° N), вызванное образованием СПС дополнительных количеств NO_x и NO_x после 00:00 UT 14 июля 2000 г. (результаты 3-мерной модели фотохимии и переноса [Krivolutsky et al., 2006]).

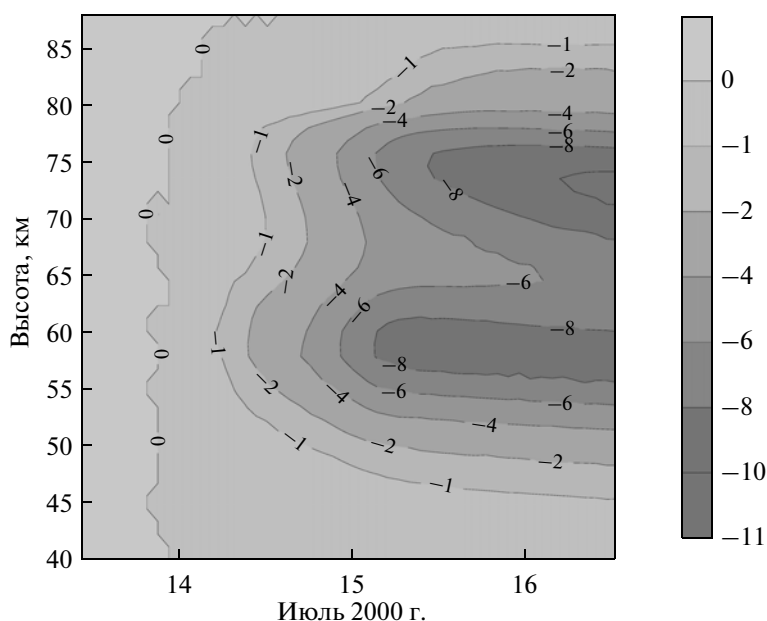


Рис. 15. Изменение содержания озона (%) в высоких широтах южного полушария (75° S), вызванное образованием СПС дополнительных количеств NO_x и NO_x после 00:00 UT 14 июля 2000 г. (результаты 3-мерной модели фотохимии и переноса) [Krivolutsky et al., 2006].

ство молекул NO_x . Рассчитанное воздействие активного азота и водорода на озон северного и южного полушарий представлено на рисунках 14 и 15. Видно, что озон в высоких широтах северного полушария сильно понижен (дневные условия) и слабо изменен в южных высоких широтах (полярная ночь).

Рассчитанная пространственная и временная структура истощения озона вводилась в радиационный модуль модели общей циркуляции для расчета скорости нагрева УФ радиацией и реакции температуры, ветра и приливов на СПС. На рисунке 16 показано различие между возмущенным и невозмущенным полями температуры (т.е. с

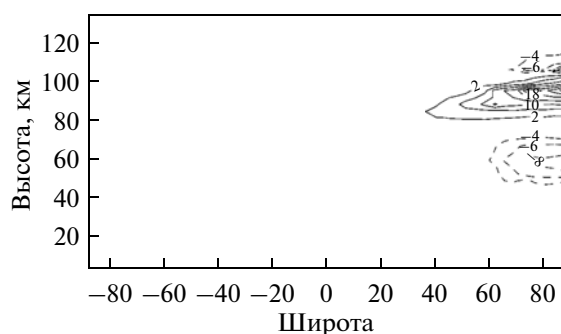


Рис. 16. Широтно-высотный разрез изменений температуры (К), вызванных рассчитанным истощением озона под влиянием СПС на 18 июля, 24:00 UT (результаты модели общей циркуляции) [Krivolutsky et al., 2006].

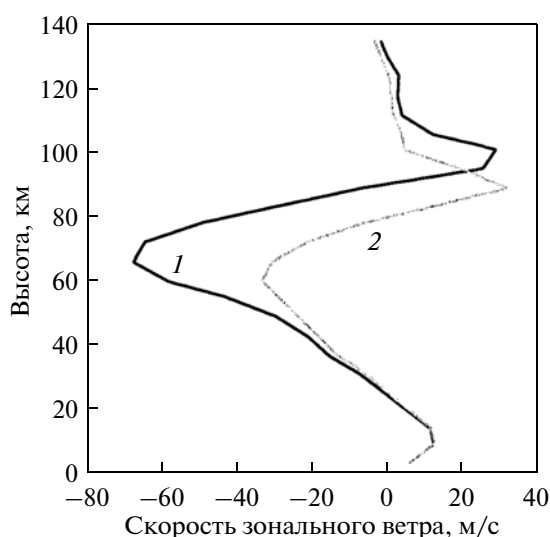


Рис. 17. Рассчитанные вертикальные профили зонального ветра на 60° N до СПС (1) и после (18 июля, 24:00 UT) (2) (результаты модели общей циркуляции) [Krivolutsky et al., 2006].

учетом и без учета СПС). Видны три области изменений в высоких широтах северного полушария. Первая расположена между 40 и 75 км и обнаруживает выхолаживание около 10° в максимуме. Вторая выше 80 км показывает нагрев, достигающий 20°. Следует отметить, что эта область распространяется в более низкие широты (до 30° N). Наконец, некоторый нагрев получен выше 100 км. Анализ температурных данных прибора HALOE в период СПС подтвердил наличие слоистой структуры разности температур между возмущенными СПС и невозмущенными днями. Изменения профилей температуры подобны полученным в модели. Нижняя область находит естественное объяснение в истощении озона и, следовательно, меньшем нагреве УФ радиацией над летним северным полюсом. В ночной полярной области ни-

каких изменений не обнаружено. Область нагрева выше 80 км в северных широтах представляет собой необычное явление и по-видимому объясняется возросшим потоком и диссипацией гравитационных волн, очень чувствительных к изменениям средней зональной циркуляции, вызванным СПС.

В соответствии с механизмами формирования циркуляции средней атмосферы и с реакцией на СПС поля температуры ниже и выше 80 км можно было ожидать уменьшения скорости зонального ветра между 40 и 80 км над летним полюсом из-за уменьшения меридионального градиента температуры и уменьшения скорости зонального ветра выше 80 км из-за появления тенденции к направленному на восток зональному ветру (из-за увеличения меридионального градиента температуры, вызванного нагревом нижней термосферы). Это подтвердилось расчетами. Рисунок 17 иллюстрирует изменение скорости зонального ветра после СПС (18 июля) на 60° N с ожидаемым уменьшением скорости, вызванным истощением озона ниже 80 км и индуцированным СПС нагревом выше этого уровня. Величина такого уменьшения достигает 16 м/с близ уровня 70 км. Максимально оно на 60–70° N, но существует также эффект и на более низких широтах. Более слабый эффект (возрастание на несколько м/с) обнаружился в нижней термосфере – области индуцированного СПС нагрева.

Было естественно предположить, что изменение озона и циркуляции повлияют на атмосферные приливы. На рисунке 18 показано изменение широтной структуры амплитуды полусуточной зональной компоненты в зональном ветре (м/с), вызванное СПС. Интересно, что реакция прилива носит глобальный характер. Изменения полусуточной компоненты проявляются и в атмосфере южного полушария с минимумом на экваторе. Однако в высоких широтах северного полушария существует область положительных изменений около высоты 80 км, отсутствующая на других широтах. Суточная компонента зонального ветра слабо отреагировала на СПС только в высоких широтах северного полушария с практически нулевым проявлением в южном полушарии.

Трехмерное моделирование позволило обнаружить несколько новых эффектов, вызванных в атмосфере СПС 14 июля 2000 г.

- Сильное истощение озона над Северным полюсом и слабое (полярная ночь) – над южным.
- Выхолаживание атмосферы (около 6°) ниже 80 км и нагрев (более чем на 15°) выше 80 км в высоких широтах северного полушария.
- Торможение зонального ветра в средней атмосфере и нижней термосфере, вызванное изменением градиентов температуры в высоких широтах северного полушария.

– Распространение изменений температуры и зонального ветра после СПС из высоких в низкие широты северного полушария, благодаря изменениям градиентов температуры и соответствующей адаптации глобальных полей ветра.

– Глобальную реакцию приливной полусуточной компоненты зонального ветра, вызванную истощением озона и соответствующими изменениями функции нагрева.

– Локальную реакцию приливной суточной компоненты зонального ветра в северной полярной области за счет индуцированных СПС изменений полей ветра.

Влияние на динамику южной и северной полярной областей энергичных электронов и протонов во время геомагнитной бури в октябре–ноябре 2003 г. рассмотрено в работе [Krivolutsky et al., 2010].

Динамический нагрев области летней полярной мезосферы во время и после СПС получен также в модельном расчете [Becker and von Savigny, in press]. Наблюдаемый в это время нагрев области летней полярной мезосферы объясняется крупномасштабной динамической реакцией на неадиабатическое охлаждение нижней мезосферы вследствие временного понижения содержания озона во время СПС.

Кратковременные (дни) влияния на атмосферу и влияния, продолжающиеся от дней до месяцев, очень сильных солнечных протонных событий 1963–2005 гг. исследованы в работе [Jackman et al., 2007]. Для этого использовалась трехмерная интерактивная модель динамики, радиации и химии атмосферы (и ионосферы) в интервале высот от поверхности земли до высоты 140 км с 65-ю уровнями. Вертикальное разрешение модели менялось от ≤ 1.5 км между поверхностью и 25 км; до 2 км на стратосфере; от 3.5 км в мезосфере до половины локальной высоты однородной атмосферы выше мезосферы. Расстояние между узлами сетки составляло 4° по широте и 5° по долготе. По существу модель объединяла модули уже существовавших моделей CAM 3, TIME-GCM и MOZART-3. В модель закладывались наблюдаемые изменения температуры поверхности моря от времени, наблюдаемые изменения спектральной солнечной радиации и геомагнитной активности, наблюдаемые концентрации парниковых газов и галогеносодержащих составляющих в исследуемый период. Выполнен ряд расчетов с учетом и без учета суточных средних скоростей ионизации СПС. Скорости ионизации считались однородными в областях северной и южной полярных шапок ($60\text{--}90^\circ$ N и $60\text{--}90^\circ$ S геомагнитной широты).

Исследовались последствия четырех самых сильных вспышек периода с 1963 по 2005 гг. Это СПС октября 1989 г. (расчеты проведены для пе-

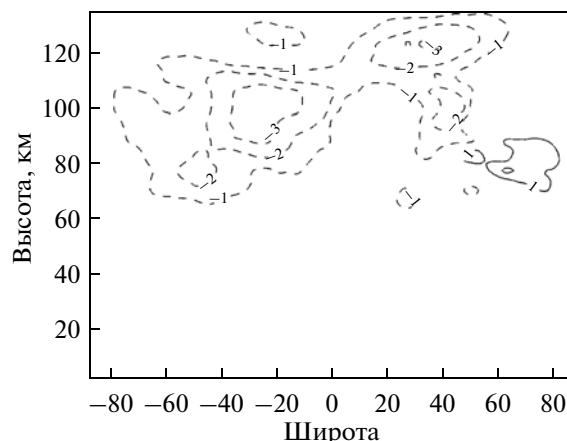


Рис. 18. Широтно-высотный разрез индуцированных СПС изменений амплитуды полусуточной компоненты зонального ветра (м/с) на 18 июля, 24:00 UT (результаты модели общей циркуляции) [Krivolutsky et al., 2006].

риода с 1 января 1989 г. по 31 марта 1990 г.), августа 1972 г., июля 2000 г. (расчеты в период с 2 июля по 30 сентября 2000 г.) и октября–ноября 2003 г. (25 октября–14 ноября 2003 г.). Особенно подробно изучены и сопоставлены с имеющимися измерениями приборами HALOE и MIPAS рассчитанные моделью изменения NO_x , O_3 , HNO_3 , N_2O_5 и HOCl во время и после вспышки октября–ноября 2003 г.

В общем имеется приемлемое согласие между модельными результатами и наблюдениями, в особенности в отношении роста NO_x , уменьшения озона. Однако существует некоторое несоответствие модели и наблюдений в отношении роста HNO_3 , HOCl , ClO , ClONO_2 и N_2O_5 , которое наблюдается на меньших высотах, чем это получается в модели.

Воздействие на полярную область можно суммировать следующим образом: 1. NO_x ($\text{NO} + \text{NO}_2$) в мезосфере возрастает более чем на 50 ppbv, а мезосферный озон уменьшается более чем на 30% во время этих больших СПС. 2. NO_x верхней стратосферы и нижней мезосферы возрастает более чем на 10 ppbv и полярной ночью за несколько недель переносится в среднюю стратосферу. 3. Озон средней и верхней стратосферы уменьшается более чем на 20%. 4. Косвенным следствием очень сильных СПС был рост HNO_3 , HOCl , ClO , ClONO_2 и N_2O_5 , однако модельные результаты предполагают влияние СПС на больших высотах, чем показали измерения в период СПС октября–ноября 2003 г.

С использованием измерений ОН прибором MLS на спутнике Aura и O_3 прибором GOMOS на спутнике Envisat а также одномерной модели ионной и нейтральной химии SIC, исследованы изменения нечетного водорода и озона в мезо-

сфере во время солнечного протонного события 15–27 января 2005 г. [Veronen et al., 2006]. Уникальные измерения ОН позволили впервые непосредственно проверить теорию образования HO_x , учитывающую сложную ионную химию с участием кластеров и отрицательных ионов.

Измерения MLS показали рост концентраций ОН более чем на 100% около стратопазы и до порядка величины в средней мезосфере после начала события. Данные прибора GOMOS показали уменьшение концентрации озона в нижней и средней мезосфере на величину до 90%. Модельные результаты оказались в хорошем согласии с измерениями, доказав тем самым правильность используемой схемы реакций. В этой схеме часть ОН во время СПС появляется при фотодиссоциации HNO_3 , образуемой при ионно-ионных рекомбинациях в течение всех суток. Поскольку ночью существенных потерь не происходит, концентрация HNO_3 растет до рассвета, после чего высвобождается ОН. Таким образом, HNO_3 служит ночным резервуаром HO_x . Согласно модели ~30% образования HO_x приходится на фотодиссоциацию HNO_3 в условиях высокой ионизации. Использование постоянного в течение суток числа частиц нечетного водорода на акт ионизации (P_{HO_x}/Q) может приводить к занижению концентраций HO_x и результирующего понижения озона. Влияние HNO_3 на образование HO_x наиболее важно зимой, когда зенитные углы Солнца велики. На летнем полюсе, когда радиация присутствует большую часть суток, HNO_3 фотодиссоциирует более постепенно, и предположение о постоянном P_{HO_x}/Q дает лучшие результаты.

Исследованию влияния на атмосферу северного полушария СПС января 2005 г. посвящена работа [Jackman et al., 2011]. Сильные солнечные вспышки 16–21 января 2005 г. вызвали большие потоки энергичных частиц, достигших северных полярных широт, что привело к образованию HO_x и NO_x . Прибор MLS на спутнике Aura показал рост ОН до 4 *ppbv* и $\text{HO}_2 > 0.5$ *ppbv* в этот период в мезосфере в полосе широт 60–85° N. Расчеты по модели WACCM3 дали несколько большее увеличение. Соответственно росту ОН и HO_2 уменьшилось содержание озона. Прибор MIPAS зафиксировал уменьшение более чем на 40% в большей части северной полярной мезосферы. MIPAS зарегистрировал также рост H_2O_2 в стратосфере и нижней мезосфере до ~60 *ppbv* 16–18 января. Прогноз модели WACCM3 дал втрое большее увеличение. Приборы MLS и MIPAS показали рост содержания HNO_3 на 1 *ppbv* над фоновым значением в верхней стратосфере 16–29 января. Модель дала только незначительное увеличение (<0.05 *ppbv*). Рассчитанное моделью увеличение NO_x в полярной мезосфере составило более 50 *ppbv*

в период СПС (благодаря малой скорости потерь зимой). Оно сохранялось около месяца после СПС. Измерения прибором ACE-FTS на спутнике SCISAT-1 NO_x и прибором MIPAS NO_2 согласуются с этими расчетами. 20 января произошло большое возрастание потоков протонов на уровне земли (GLE). Показано, что протоны с энергиями от 300 до 20000 МэВ, связанные с GLE, привели к малому росту NO_x в нижней стратосфере (меньше чем на 0.1%) и понижению озона менее чем на 0.01%.

Обобщение современных спутниковых наблюдений влияния космических факторов на процессы в озоносфере Земли проведено в работе [Криволицкий и Репнев, 2009]. Рассмотрены физические механизмы образования озонактивных окислов водорода и азота под действием частиц высоких энергий. Приведены результаты численного моделирования таких воздействий и их сравнение с наблюдениями. Изложены современные представления о структуре, физических процессах в земной средней атмосфере, нижней ионосфере и о влиянии процессов в магнитосфере на распространение частиц высоких энергий.

Наряду с направлением исследований, которое занимается проблемой разрушения озона окислами водорода и азота, образованными космическими лучами в результате взаимодействия с атмосферой, существует альтернативное направление, разрабатывающее проблему образования озона космическими лучами. Так, в работе [Козин и др. 1994, 1995] на основе данных сети среднеширотных озонметрических станций северного полушария методом наложенных эпох показано, что Форбуш-понижения ГКЛ вызывают понижение ОСО, происходящее практически синхронно с понижением интенсивности регистрируемой нейтронной компоненты. Через 9–11 сут следует положительная фаза возмущения, во время которой ОСО увеличивается. В связи с этим укажем работу [Осечкин и Смышляев, 1993], где в качестве одного из источников образования озона предлагается радиолиз молекулярного кислорода протонами космических лучей. В работе [Осечкин и Смышляев, 1993] приводятся результаты расчетов, свидетельствующие, что этот механизм может объяснить появление вторичного максимума в вертикальном профиле распределения плотности озона в весенней полярной стратосфере северного полушария.

Положительная корреляция между интенсивностью космических лучей и содержанием озона в атмосфере отмечена в работе [Скрябин и др., 1976] с запаздыванием изменения содержания озона относительно хода интенсивности космических лучей примерно на один год. Предполагается, что это свидетельствует в пользу аэрозольной гипотезы происхождения озоносферы Земли.

Как показали модельные расчеты [Muller and Crutzen, 1993; Danilin and Mc Connell, 1994], ГКЛ играют не пренебрежимую роль во время полярной зимы и весны, улучшая согласие моделей антарктической озонной дыры с наблюдениями.

И наконец, можно указать на уже упоминавшийся источник образования малых химически активных составляющих средней атмосферы, который хотя и не принадлежит, строго говоря, к классу космических лучей, но механизм действия которого на атмосферу является таким же. Речь идет о протонах и релятивистских электронах, высыпаящихся из магнитосферы Земли в высоких широтах. Вопреки результатам, свидетельствующим, что влияние высыпаящихся частиц может быть заметно только в мезосфере, авторы [Callis et al., 1991a; b] на основе расчетов с помощью двумерной модели пришли к выводу, что ВРЭ являются постоянным источником HO_x и NO_y в стратосфере, и вариации именно этого источника объясняют долговременные вариации глобального содержания стратосферного озона в 1979–1985 гг., выявленные в данных экспериментов SAGE, SAGE II и SBUV и не получившие объяснения.

Модельному исследованию влияния на мезосферный озон, атомарный кислород, OH и H_2O_2 десятидневного высыпания релятивистских электронов в мае 1992 г. и диффузного полярного сияния посвящена работа [Aikin and Smith, 1999]. На рисунке 19 представлены профили скоростей ионизации под действием ВРЭ, рассчитанные по данным прибора РЕМ на спутнике UARS от 14 мая, и под действием электронов диффузного полярного сияния со спектром, измеренным Фрамом и др. [Frahm et al., 1997]. Поскольку из данных прибора HALOE следовала высокая временная и пространственная изменчивость водяного пара, то он был использован в качестве параметра при исследовании суточного хода озона, O , OH и H_2O_2 на разных высотах в условиях воздействия энергичных частиц.

На рисунке 20 представлены суточные вариации отношения концентрации O_3 для случая ВРЭ 14 мая к концентрации в отсутствие энергичных частиц на высотах 65 и 70 км. На 65 км истощение озона под влиянием энергичных частиц днем меньше 6% (сразу же после восхода Солнца при нормальном содержании водяного пара (НСВП)). Истощение на 70 км максимально между 10 и 11 ч и составляет 15% при НСВП и 5% при удвоенном содержании водяного пара (УСВП). Ночью понижение озона составляет ~3–4% как для НСВП, так и для УСВП. Ситуация на высоте 75 км сходна с таковой на 70 км: истощение днем 12% в 10:30 при УСВП и 17% в полдень при НСВП; ночью потеря ~5%.

На рисунке 21 показано отношение концентрации O_3 для случая действия электронов диф-

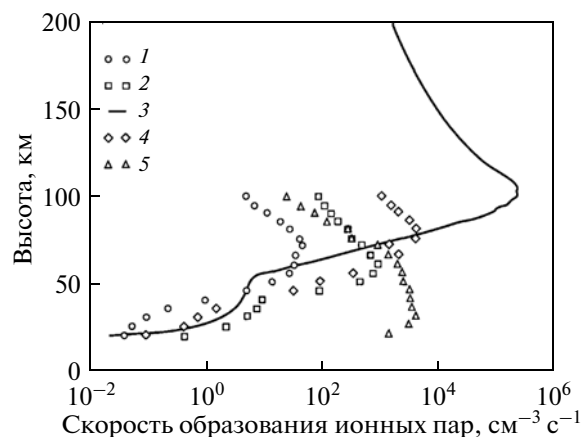


Рис. 19. Функции скорости образования ионов для событий ВРЭ 14 мая (1) и 18 мая (2) 1992 г., для случая диффузного полярного сияния (3) и для протонных событий поглощения в полярной шапке 13 июля 1959 г. (4) и 18 июля 1982 г. (5) [Aikin and Smith, 1999].

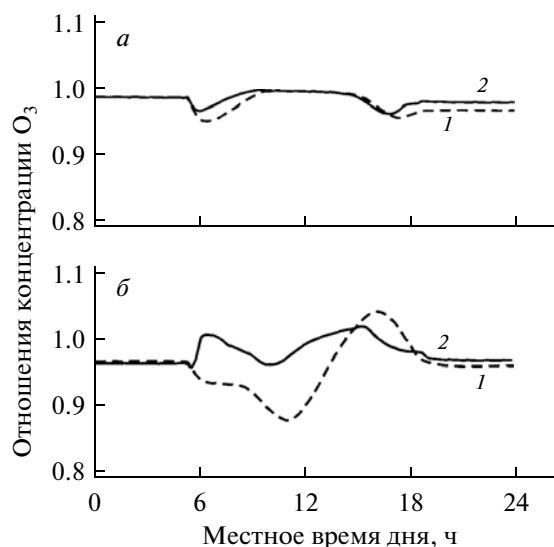


Рис. 20. Суточные вариации отношения концентрации O_3 для случая ВРЭ 14 мая 1992 г. к его концентрации без учета действия энергичных частиц на высотах 65 (а) и 70 (б) км (при нормальном (1) и удвоенном (2) содержании водяного пара [Aikin and Smith, 1999].

фузного полярного сияния к концентрации в отсутствие энергичных частиц на высотах 65, 70 и 75 км. На высоте 65 км ночное время характеризуется почти постоянным понижением озона на ~4% для НСВП и на ~3.5% для УСВП. Наибольшее истощение озона достигается в ранние утренние часы и составляет 10–12% при НСВП и 4% при УСВП. На высоте 70 км видно большое изменение в величине истощения озона в дневные часы. При одном и том же потоке частиц и содержании водяного пара различие в истощении в течение дня может достигать 30%. При УСВП максимальное истощение сводится к 20%, при

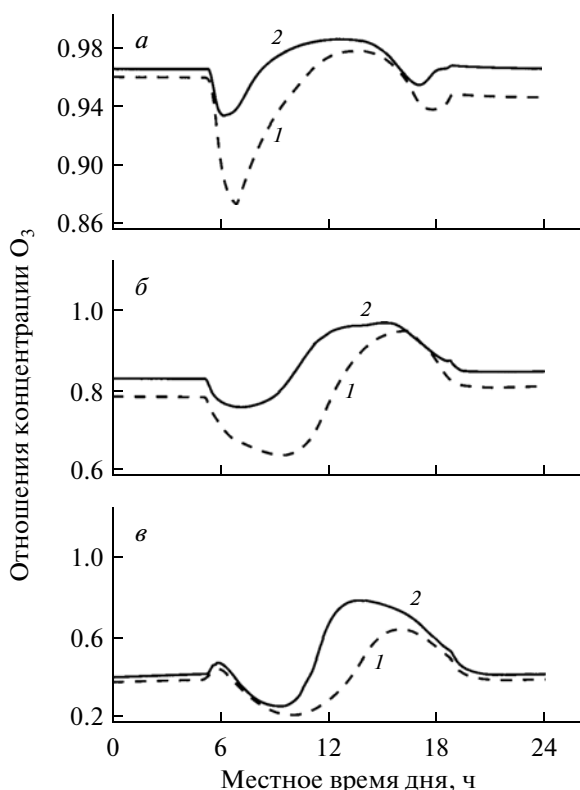


Рис. 21. Суточные вариации отношения концентрации O_3 для случая действия энергичных частиц диффузного полярного сияния к его концентрации без учета действия частиц на высотах 65 (а), 70 (б) и 75 (в) км (при нормальном (1) и удвоенном (2) содержании водяного пара [Aikin and Smith, 1999]).

НСВП — значительно больше. Для обоих содержаний H_2O истощение меньше 5% в поздние послеполуденные часы. Подобная ситуация наблюдается на высоте 75 км. Ночное истощение составляет 60% при НСВП, днем картина усложняется. При НСВП истощение озона может составлять от 35 до 80%. При УСВП потеря озона меняется от 20 до 75%.

Максимальные потери приходятся на утро, минимальные — на послеполуденное время. Чем меньше содержание водяного пара, тем позже наступает минимум потерь.

Как видно, на высотах 70–75 км влияние электронов диффузного полярного сияния может превышать воздействие ВРЭ. Величина воздействия энергичных частиц зависит от содержания водяного пара, меняющегося ото дня ко дню, с широтой и долготой. Это затрудняет наблюдения суточного поведения влияния ВРЭ на озон спутниковыми приборами, выполняющими измерения при фиксированном местном времени (обычно на восходе и заходе Солнца). Наземные микроволновые измерения суточного хода озона и водяного пара, сопровождаемые спутниковыми

наблюдениями потоков высыпавшихся электронов, были бы полезной альтернативой спутниковым измерениям озона [Aikin and Smith, 1999].

Данные об озоне приборов SAGE, SAGE II, SBUV использовались для исследования изменений озона нижней стратосферы на 50° широты северного и южного полушарий [Callis et al., 1991b]. Данные показали, что от 1979 к 1985 г. 73–90% изменения общего содержания O_3 происходило ниже ~25 км. До 15% изменений происходило в столбе между 127 и 15, 8 мбар в обоих полушариях с признаками восстановления после 1985 г. Наибольшее изменение 365-дневных бегущих средних значений O_3 происходило в 1982–1983 гг. в северном полушарии и в конце 1984–начале 1985 гг. в обоих полушариях. Двумерные имитации изменений содержания O_3 в 1979–1990 гг. показали, что к 1985 г. значительное понижение глобального содержания озона были вызваны: 1) разрушением нечетным азотом, связанным с долговременными вариациями потока высыпавшихся релятивистских электронов (2.6%); 2) изменением потока солнечного УФ излучения (1.8%); 3) эффектом дилуции, связанным с антарктической озонной дырой (1.2%); 4) ростом содержания в атмосфере CH_4 , N_2O и хлорфторуглеродов (0.4%). Годовое среднее глобальное содержание озона между 1979 и 1985 г. уменьшилось на 6% (рис. 22) [Callis et al., 1991b].

Таким образом, значение ГКЛ, СПС и ВРЭ в проблеме малых газовых составляющих и озона велико и заслуживает тщательного изучения как в экспериментальном, так и теоретическом аспектах, в особенности в высоких широтах. Можно утверждать, что исследования по проблеме влияния энергичных частиц на химию малых газовых составляющих средней атмосферы оформляется в самостоятельное направление физики и химии озоносферы. Как наблюдательные, так и теоретические результаты свидетельствуют, что увеличения потоков протонов от солнечных протонных вспышек и Форбуш-понижения потоков ГКЛ оказывают заметное влияние на химию окислов азота и водорода и, как следствие, на содержание озона в стратосфере и мезосфере. В долговременном плане вариации ГКЛ и СКЛ в 11-летнем цикле солнечной активности могут быть одной из причин известных циклических вариаций общего содержания озона в полярных районах [Angel and Korshover, 1973; Ruderman and Chamberlain, 1975]. Другими словами, источники и стоки малых газовых составляющих, связанные с энергичными частицами и влияющие на озон, должны учитываться как в теоретическом моделировании, так и при анализе наблюдательных данных наряду с УФ-излучением Солнца, естественными и антропогенными источниками химически активных газов, поступающих в атмосферу с поверхности Земли.

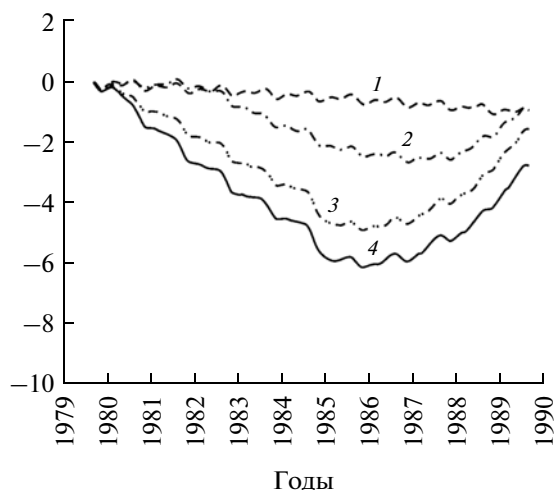


Рис. 22. Процентное изменение глобального (90° S– 90° N) общего содержания озона в столбе атмосферы от 1013 до 1 мбар, рассчитанное для четырех сценариев [Callis et al., 1991b].

1 – $\text{CH}_4 + \text{N}_2\text{O} + \text{Cl}_x$; 2 – $\text{CH}_4 + \text{N}_2\text{O} + \text{Cl}_x + \text{УФ}$; 3 – $\text{CH}_4 + \text{N}_2\text{O} + \text{Cl}_x + \text{УФ} + \text{ВРЭ}$; 4 – $\text{CH}_4 + \text{N}_2\text{O} + \text{Cl}_x + \text{УФ} + \text{ВРЭ} + \text{диллюция}$ (см. текст).

Наряду с очевидными успехами в исследованиях указанной проблемы, в последние годы выявились серьезные противоречия в результатах, полученных разными группами исследователей. Требуется разрешения вопрос о соотношении озоноразрушающих и озонобразующих функций космических лучей, которые, возможно, имеют различное значение в высоких и средних широтах. Современные теоретические модели не могут объяснить довольно большие значения понижения общего содержания озона в так называемых “минидырах”. Гипотеза о “триггерном” механизме образования космическими лучами полярных стратосферных облаков, на поверхности которых гибнет озон, еще не получила надлежащей теоретической разработки.

Остается неясным вопрос, как глубоко в атмосфере может сказываться эффект высыпающихся релятивистских электронов и авроральных электронов и насколько существенно их влияние по сравнению с влиянием космических лучей.

Эти и другие проблемы требуют своего разрешения, причем, в первую очередь, теоретического объяснения.

При моделировании воздействия энергичных частиц (ГКЛ, СКЛ, ВРЭ) на озоносферу источники NO и OH в уравнениях непрерывности этих составляющих распределяются по высоте в соответствии со скоростью ионообразования, умноженной на 1.2–1.3 для NO и на 2 – для OH . Наиболее интересными были бы расчеты модели, совместной для нейтральных и ионизованных составляющих, в которой учитывались бы как гомо-

генные и гетерогенные реакции нейтральных малых газовых составляющих, так и ионно-молекулярные реакции.

7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, по результатам данного обзора можно сделать вывод о том, что механизмы воздействия заряженных частиц высоких энергий, попадающих в земную атмосферу ниже 100 км, несмотря на достаточно долгую историю их изучения и наблюдений, по-прежнему требуют дальнейших исследований. Огромный массив спутниковых данных о реакции озона и других малых газовых составляющих на воздействие корпускулярных потоков (также регистрируемых приборами, установленными на спутниках) позволяет говорить о том, что основные каналы воздействия достаточно хорошо воспроизводятся в современных численных трехмерных моделях, которые описывают, кроме сложных процессов химической кинетики (точнее, фотохимических процессов), также глобальные процессы переноса химически активных примесей в атмосфере Земли. Это показывают в частности результаты сравнения изменений NO , NO_2 , H_2O_2 , O_3 , N_2O , HNO_3 , N_2O_5 , HNO_4 , ClO , HOCl , ClONO_2 , наблюдавшихся прибором MIPAS на спутнике Envisat во время и после СПС в октябре–ноябре 2003 г. на уровнях 25–0.01 гПа в северном полушарии (40 – 90° N), с расчетами 10-ти моделей атмосферы различных исследователей, опубликованные в работе [Funke et al., 2011]. Следует отметить, что без учета воздействия корпускул на фотохимическую систему атмосферы (в первую очередь полярной) невозможно правильно интерпретировать (правильно моделировать) результаты измерений состава. Например, в периоды сильных протонных вспышек на Солнце озон может быть полностью разрушен в мезосфере полярных широт. В то же время сравнение наблюдений и результатов численного моделирования выявило некоторые расхождения, требующие дальнейших усилий. Большую роль в продвижении по этому пути играет международное сотрудничество в рамках проекта NEPPA – High Energetic Particle Precipitations in the Atmosphere.

Вне рамок обзора осталось моделирование воздействия СПС на нижнюю ионосферу (область D) (см., например, [Ondrášková, 1993; Ondrášková et al., 2002; 2003; 2008; Терещенко и др., 2008]).

Другим актуальным направлением исследований является изучение возможных механизмов воздействия заряженных частиц на климат (через воздействие на облачность, аэрозоль, изменение циркуляции, альбедо и, возможно, через озон [Мустель, 1968; Сазонов и Логинов, 1969; Пудовкин и Распопов, 1992; Веретененко и Пудовкин,

1994, 1996; Pudovkin and Veretenenko, 1995; Распопов и Веретененко, 2009; Svensmark and Friis-Christensen, 1997; Svensmark et al., 2009; Козлов и Соловьев, 2010; Кудрявцев и Юнгнер, 2006; Troshichev, 1982; Troshichev et al., 2004, 2005, 2008, 2011; Vanhellefont et al., 2002; Миронова и Пудовкин, 2005; Mironova et al., 2010; Veretenenko and Thejll, 2010; von Savigny et al., 2007]. Обзор опубликованных работ пока свидетельствует о том, что исследование соответствующих механизмов является чрезвычайно сложной задачей. Отражением этой ситуации является организация международного проекта CLOUD, в рамках которого предполагается в камере исследовать эффективность образования капель и частиц аэрозоля под воздействием заряженных частиц. Следует отметить и организацию международного проекта “Study of cosmic ray influence upon atmospheric processes” под эгидой ISSI (International Space Science Institute), с целью комплексного исследования этой проблемы.

Работа поддержана РФФИ (грант № 09-05-00949), а также в рамках ФЦП “Мировой океан”, подпрограммы “Исследование и изучение Антарктики” (контракт № 1-6-08).

Авторы благодарны рецензенту за высказанные замечания, послужившие улучшению работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белов А.В., Курт В.Г. Солнечные космические лучи / Модель космоса. Т. 1. Ред. М.И. Панасюк. М.: КДУ. С. 294–313. 2007.
- Брасье Г., Соломон С. Аэрономия средней атмосферы. Л.: Гидрометеиздат. 414 с. 1987.
- Веретененко С.В., Пудовкин М.И. Эффекты Форбуш-понижений галактических космических лучей в вариациях общей облачности // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 34. № 4. С. 38–44. 1994.
- Веретененко С.В., Пудовкин М.И. Вариации общей облачности в ходе всплесков солнечных космических лучей // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 36. № 1. С. 153–156. 1996.
- Виноградов П.С., Ларин И.К., Поройкова А.И., Тальрозе В.Л. К вопросу о механизме воздействия космических лучей на озоносферу Земли / Современное состояние исследований озоносферы в СССР. Тр. Всесоюзного совещания по озону. М.: Гидрометеиздат. С. 123–130. 1980.
- Деминов И.Г. Влияние солнечной активности на антропогенно возмущенную озоносферу / Исследования атмосферного озона в СССР по итогам работ 1989–1990 гг. Л.: Гидрометеиздат. С. 98–104. 1992.
- Деминов И.Г., Задорожный А.М., Перов С.П. Озонный механизм влияния солнечной активности на термический режим средней атмосферы / Тр. IV Междунар. симп. по космич. метеорологии. Л.: Гидрометеиздат. С. 212–222. 1989.
- Задорожный А.М., Тучков Г.А., Штырков О.В. Поведение озона, окиси азота и температуры атмосферы во время солнечной протонной вспышки в октябре 1989 г. по результатам ракетных измерений / Тр. ЦАО. Вып. 179. С. 19–27. 1992а.
- Задорожный А.М., Кихтенко В.Н., Кокин Г.А. и др. Реакция средней атмосферы на солнечные протонные события в октябре 1989 г. // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 32. № 2. С. 32–40. 1992б.
- Козин И.Д., Федулina И.Н., Чакенов Б.Д. Прогноз естественных вариаций концентрации атмосферного озона по данным интенсивности космических лучей // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 35. № 3. С. 155–157. 1995.
- Козин И.Д., Федулina И.Н., Чакенов Б.Д. Изменения общего содержания озона при возмущениях космических лучей в периоды Форбуш-эффектов // Метеорология и гидрология. № 10. С. 31–33. 1994.
- Козлов В.И., Соловьев В.С. Исследование вариаций облачности и интенсивности космических лучей / Солнечно-земные связи. Сб. докл. 5 Междунар. конф. Петропавловск-Камчатский. С. 72–75. 2010.
- Криволицкий А.А., Куминов А.А., Вьюшкова Т.Ю., Кузнецов С.Н., Мягкова И.Н. Изменения в озоносфере Земли, вызванные ионизацией высокоширотной атмосферы солнечными протонами в октябре 2003 г. // Космич. исслед. Т. 42. № 6. С. 653–662. 2004.
- Криволицкий А.А., Куминов А.А., Репнев А.И., Вьюшкова Т.Ю., Переяслова Н.К., Назарова М.Н., Базилевская Г.А. Моделирование реакции озоносферы на солнечную протонную вспышку в ноябре 1997 г. // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 41. № 2. С. 243–252. 2001.
- Криволицкий А.А., Куминов А.А., Куколева А.А., Репнев А.И., Переяслова Р.К., Назарова М.Н. Протонная активность Солнца в 23-м цикле активности и изменения в озоносфере: численное моделирование и анализ данных наблюдений // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 48. № 4. С. 450–464. 2008.
- Криволицкий А.А., Репнев А.И. Воздействие космических факторов на озоносферу Земли. М.: ГЕОС. 384 с. 2009.
- Кудрявцев В.П., Ковалева И.Х. О возможности диагностики возмущений области D ионосферы с помощью ИК-излучения NO / Проблемы взаимодействующих геосфер. Сб. научн. тр. ИДГ РАН. М.: ГЕОС. С. 314–322. 2009.
- Кудрявцев И.В., Юнгнер Х. О влиянии ионизирующего космического излучения на формирование облачности в атмосфере Земли / Тр. X Пулковской Междунар. конф. по физике Солнца СПб.: Пулковская астрономическая обсерватория РАН. С. 217–222. 2006.
- Курт В.Г. Солнечные вспышки / Модели Космоса. Т. 1. Ред. М.И. Панасюк. М.: КДУ. С. 272–294. 2007.
- Ларин И.К., Тальрозе В.Л. Условия и возможный масштаб влияния заряженных частиц на гибель озона в стратосфере // ДАН СССР. Т. 233. № 3. С. 410–413. 1977.
- Миронова И.А., Пудовкин М.И. Увеличение содержания аэрозоля в нижней атмосфере после протонных

- вспышек на Солнце в январе и августе 2002 г. по данным лидарных наблюдений в Европе // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 45. № 2. С. 234–240. 2005.
- *Мустель Э.Р.* Солнечные корпускулярные потоки и их воздействие на атмосферу Земли / Научные информации Астросовета АН СССР. Вып. 10. С. 98–175. 1968.
- *Осечкин В.В., Смышляев С.П.* Механизм образования и разрушения вторичного максимума в вертикальном распределении плотности озона в нижней полярной стратосфере // ДАН СССР. Т. 328. № 6. С. 631–633. 1993.
- *Озолин Ю.Э., Кароль И.Л., Розанов Е.В. и др.* Модель воздействия солнечных протонных вспышек на ионный и газовый состав мезосферы // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 45. № 6. С. 789–802. 2009.
- *Пудовкин М.И., Распопов О.М.* Механизм воздействия солнечной активности на состояние нижней атмосферы и метеопараметры (обзор) // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 32. № 5. С. 1–21. 1992.
- *Распопов О.М., Веретененко С.В.* Солнечная активность и космические лучи: Влияние на облачность и процессы в нижней атмосфере (Памяти и к 75-летию М.И. Пудовкина) // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 49. № 2. С. 147–155. 2009.
- *Репнев А.И., Криволицкий А.А.* Вариации химического состава атмосферы по измерениям со спутников и их связь с потоками энергичных частиц космического происхождения (обзор) // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 46. № 5. С. 579–607. 2010.
- *Репнев А.И., Сперанский К.Е.* Состав озоносферы: теоретическое моделирование и экспериментальные исследования // Итоги науки. ВИНТИ. Сер. Геомагнетизм и аэрономия. Т. 10. 158 с. 1990.
- *Сазонов Б.И., Логинов В.Ф.* Солнечно-тропосферные связи. Л.: Гидрометеиздат. 116 с. 1969.
- *Скрябин Н.Г., Шафер Ю.Г., Соколов В.Д., Моисеев В.Г., Семенов Я.С.* О возможном влиянии космических лучей на изменение содержания озона в стратосфере // Изв. АН СССР. Сер. физ. № 3. С. 601–603. 1976.
- *Стожков Ю.И., Базилевская Г.А.* Космические лучи в атмосфере Земли // Вестн. МГУ. Сер. 3. Физика, астрономия. № 4. 2010.
- *Терещенко В.Д., Оглоблина О.Ф., Осепян А.П., Терещенко В.А.* Отклик нижней полярной ионосферы на солнечные вспышки / Изменение окружающей среды и климата. Т. 8. М.: “Пробел 2000” ИСЗФ СО РАН. С. 118–123. 2008.
- *Фельдштейн Я.И., Воробьев В.Г., Зверев В.Л.* Планетарные закономерности полярных сияний. Итоги МГГ (обзор) // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 50. № 4. С. 435–458. 2010.
- *Шумилов О.И., Касаткина Е.А., Распопов О.М., Хенриксен К.* Высокоширотные озонные “минидыры” и солнечные протоны // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 36. № 6. С. 15–21. 1996.
- *Шумилов О.И., Касаткина Е.А., Распопов О.М., Хенриксен К.* Воздействие Форбуш-понижений галактических космических лучей на озоновый слой // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 37. № 1. С. 24–31. 1997.
- *Шумилов О.И., Распопов О.М., Касаткина Е.А. и др.* Уменьшения общего содержания озона внутри полярной шапки после протонных вспышек на Солнце // ДАН СССР Т. 318. № 3. С. 576–579. 1991.
- *Aikin A.C.* Spring polar ozone behavior // Planet. Space Sci. V. 40. № 1. P. 7–26. 1992.
- *Aikin A.C., Smith H.J.P.* Mesospheric constituent variations during electron precipitation events // J. Geophys. Res. V. 104. ND 21. P. 26457–26471. 1999.
- *Angel J.K., Korshover J.* Quasi-biennial and long-term fluctuations in total ozone // Mon. Weather Rev. V. 101. P. 426–443. 1973.
- *Bauer E.* A catalogue of perturbing influences on stratospheric ozone, 1955–1975 // J. Geophys. Res. V. 84. NC 11. P. 6929–6940. 1979.
- *Bazilevskaya G.A., Usoskin I.G., Flückiger E.O., et al.* Cosmic ray induced ion production in the atmosphere // Space Sci. Rev. V. 137. P. 149–173. 2008.
- *Becker E., von Savigny C.* Dynamical heating of the polar summer mesopause induced by solar proton events // J. Geophys. Res. V. 115. doi: 10.1029/2009JD012561.2010.
- *Callis L.B., Baker D.N., Blake J.B., Lambeth J.D., Boughner R.E., Natarajan M., Klebesadel R.W., Gorney D.J.* Precipitating relativistic electrons: their long-term effect on stratospheric odd nitrogen levels // J. Geophys. Res. V. 96. ND 2. P. 2939–2976. 1991a.
- *Callis L.B., Boughner R.E., Natarajan M., Lambeth J.D., Baker D.N., Blake J.B.* Ozone depletion in the high latitude lower stratosphere: 1979–1990 // J. Geophys. Res. V. 96. ND 2. P. 2931–2937. 1991b.
- *Callis L.B., Boughner R.E., Baker D.N., Mewaldt R.A., Blake J.B., Selesnic R.S., Cummings D., Natarajan M., Mason G.M., Mazur I.E.* Precipitating electrons: evidence for effects for mesospheric odd nitrogen // Geophys. Res. Lett. V. 23. № 15. P. 1901–1904. 1996.
- *Callis L.B., Natarajan M., Evans D.S., Lambeth J.D.* Solar-atmospheric coupling by electrons (SOLACE) 1. Effects of May 12, 1997 solar event on the middle atmosphere // J. Geophys. Res. V. 103. ND 21. P. 28405–28419. 1998.
- *Callis L.B., Natarajan M., Lambeth J.D.* Solar-atmospheric coupling by electrons. (SOLACE) 3. Comparison of simulations and observations, 1979–1997, issues and implication // J. Geophys. Res. V. 106. ND 7. P. 7523–7539. 2001.
- *Callis L.B., Natarajan M., Lambeth J.D.* Observed and calculated mesospheric NO, 1992–1997 // Geophys. Res. Lett. V. 29. № 2. P. 17-1–17-4. 2002.
- *Chamberlain J.W.* A mechanism for inducing climatic variations through the stratosphere: screening of cosmic rays by solar and terrestrial magnetic fields // J. Atmos. Sci. V. 34. P. 737–743. 1977.
- *Clarmann T. von, Glatthor N., Höpfner M., et al.* Experimental evidence of perturbed odd nitrogen and chlorine chemistry after October 2003 solar proton events // J. Geophys. Res. V. 110. A09S45, doi: 10.1029/2005JA011053. 2005.
- *Clilverd M.A., Seppälä A., Rodger C.J., et al.* Temporal variability of the descent of high altitude NO_x inferred

- from ionospheric data // *J. Geophys. Res.* V. 112. A09307. doi:10.1029/2006JA012085. 2007.
- *Crutzen P.J.* The influence of nitrogen oxides on the atmospheric ozone content // *Quart J. Roy. Meteor. Soc.* V. 96. P. 320–325. 1970.
- *Crutzen P., Isaksen I.S.A., Reid G.P.* Solar proton events: stratospheric source of nitric oxide // *Science.* V. 189. № 4201. P. 457–459. 1975.
- *Danilin M.Y., Mc Connell J.C.* Heterogeneous reactions in a stratospheric box model: a sensitivity study // *J. Geophys. Res.* V. 99. ND 12. P. 25681–25696. 1994.
- *Frahm R.A., Winningham J.D., Sharber J.R., Link R., Growley G., Gaines E.E., Chenette D.L., Anderson B.J., Potemra T.A.* The diffusive aurora: a significant source of ionization in the middle atmosphere // *J. Geophys. Res.* V. 102. ND23 P. 28203–28214. 1997.
- *Frederick J.E.* Solar corpuscular emission and neutral chemistry in the Earth's middle atmosphere // *J. Geophys. Res.* V. 81. № 19. P. 3179–3186. 1976.
- *Frederick J.E., Orsini N.* The distribution and variability of mesospheric odd nitrogen: a theoretical investigation // *J. Atmos. Terr. Phys.* V. 44. P. 1982.
- *Funke B., López-Puertas M., Gil-López S., et al.* Downward transport of upper atmospheric NO_x into the polar stratosphere and lower mesosphere during the Antarctic 2003 and Arctic 2002/2003 winter // *J. Geophys. Res.* V. 110, D24308, doi: 10.1029/2005 JD006463. 2005.
- *Funke B., Baumgärtner A., Calisto M., et al.* Composition changes induced by the “Halloween” solar proton event: High-energy particle precipitation in the atmosphere (HEPPA) model versus MIPAS data intercomparison study // *Atmos. Chem. Phys.* V. 11. P. 9089–9139. doi: 10.5194/acp-11-9089-2011.
- *Garcia R.R., Solomon S., Roble R.G., Rusch D.W.* A numerical response of the middle atmosphere to the 11-year solar cycle // *Planet. Space Sci.* V. 32. № 4. P. 411–423. 1984.
- *Heath D.F., Krueger A.J., Crutzen P.J.* Solar proton event: influence on stratospheric ozone // *Science.* V. 197. P. 866–869. 1977.
- *Jackman C.H.* Energetic particle influences on NO_y and ozone in the middle atmosphere // *Geophys. Monograph.* 75. IUGG. V. 15. P. 131–139. 1993.
- *Jackman C.H., Cerniglia M.C., Nielsen I.E., Allen D.J., Zawodny J.M., Mc Peters R.D., Douglass A.R., Rosenfeld J.E., Rood R.B.* Two-dimensional and three-dimensional model simulations, measurements, and interpretation of the influence of the October 1989 solar proton events on the middle atmosphere // *J. Geophys. Res.* V. 100. ND6. P. 11641–11660. 1995a.
- *Jackman C.H., DeLand M.T., Labow G.J., Fleming E.L., Weisenstein D.K., Ko M.K.W., Sinnhuber M., Russell J.M.* Neutral atmospheric influences of the solar proton events in October–November 2003 // *J. Geophys. Res.* V. 110. A09S2. doi:10.1029/2004JA010888 2005a.
- *Jackman C.H., DeLand M.T., Labow G.J., Fleming E.L., Weisenstein D.K., Ko M.K.W., Sinnhuber M., Anderson J., Russell J.M.* The influence of several very large solar proton events in years 2000–2003 on the neutral middle atmosphere // *Adv. Space Res.* V. 35. P. 445–450. 2005b.
- *Jackman C.H., Douglass A.R., Rood R.B., Mc Peters R.D., Meade P.E.* Effect of solar proton events in the middle atmosphere during the past two solar cycles as computed using a two dimensional model // *J. Geophys. Res.* V. 95. ND 6. P. 7417–7426. 1990.
- *Jackman C.H., Fleming E.L., Chandra S., Considine D.B., Rosenfeld J.E.* Past, present, and future modeled ozone trends with comparison to observed trends // *J. Geophys. Res.* V. 101 ND 22. P. 28753–28767. 1996.
- *Jackman C.H., Fleming E.L., Vitt F.M.* Influence of extremely large solar proton events in changing stratosphere // *J. Geophys. Res.* V. 105. ND 9. P. 11659–11670. 2000.
- *Jackman C.H., Fleming E.L., Vitt F.M., Considine D.B.* The influence of solar proton events on the ozone layer // *Adv. Space Res.* V. 24. № 5. P. 625–630. 1999.
- *Jackman C.H., Frederick I.E., Stolarski R.S.* Production of odd nitrogen in the stratosphere and mesosphere: an intercomparison of source strength // *J. Geophys. Res.* V. 85. NC 12. P. 7495–7505. 1980.
- *Jackman C.H., Marsh D.R., Vitt F.M., Garsia R.R., Fleming E.L., Labow G.J., Randall C.E., López-Puertas M., Funke B.* Short- and medium term atmospheric effects of very large solar proton events // *Atmos. Chem. Phys. Discuss.* V. 7. P. 10543–10588. 2007.
- *Jackman C.H., McPeters R.D.* Solar proton events as tests for fidelity of middle atmosphere model // *Phys. Scripta.* V. 18. P. 309–316. 1987.
- *Jackman C.H., McPeters R.D., Labow G.J., Fleming E.L.* Northern hemisphere atmospheric effects due to the July 2000 solar proton event / *Geophys. Res. Lett.* V. 28. № 15. P. 2883–2886. 2001.
- *Jackman C.H., Nielsen J.E., Allen D.J., Cerniglia M.C., McPeters R.D., Douglass A.R., Rood R.B.* The effects of the October 1989 solar proton events on the stratosphere as computed using a three-dimensional model // *Geophys. Res. Lett.* V. 20. P. 459–462. 1993.
- *Jackman C.H., Vitt F.M., Considine D.B., Fleming E.L.* Energetic particle precipitation effects on odd nitrogen and ozone over the solar cycle time scale / *The solar cycle variation of the stratosphere. A STEP Working group 5 report.* Ed. Hood L.L. Tucson.: Univ. of Arizona. 1995b.
- *Jackman C.H., Marsh D.R., Vitt F.M. et al.* Northern Hemisphere atmospheric influence of the solar proton events and ground level enhancement in January 2005 // *Atmos. Chem. Phys.* V. 11. P. 6153–6166. 2011. doi:10.5194/acp-11-6153-2011.
- *Johnston H.S.* Reduction of stratospheric ozone by nitrogen oxide catalysts from supersonic transport exhaust // *Science.* V. 173. P. 517–522. 1971.
- *Krivolutsky A.A.* Global structure of ozone response to solar and galactic cosmic ray influence (ground based and satellite data analysis) // *Adv. Space Res.* V. 24. № 5. P. 641–648. 1999.
- *Krivolutsky A.A.* Cosmic ray influence on chemical composition of the atmosphere of the Earth // *Adv. Space Res.* V. 27. № 12. P. 1993–2002. 2001.
- *Krivolutsky A., Bazilevskaya G., Vyushkova T., Knayazeva G.* Influence of cosmic rays on chemical composition of the atmosphere: data analysis and photochemical modeling // *Phys. Chem. Earth.* V. 27. P. 471–476. 2002.

- *Krivolutsky A., Kuminov A., Vyushkova T.* Ionization of the atmosphere caused by solar protons and its influence on ozonosphere of the Earth during 1994–2003 // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 67. № 1–2. P. 105–117. 2005.
- *Krivolutsky A.A., Klyuchnikova A.V., Zakharov G.R., Vyushkova T.Yu., Kuminov A.A.* Dynamical response of the middle atmosphere to solar proton event of July 2000: three-dimensional model simulations // *Adv. Space Res.* V. 37. P. 1602–1613. 2006.
- *Krivolutsky A., Kuminov A., Vyushkova T., Pereyaslova N., Nazarova M.* Proton activity of the Sun during 23rd solar maximum and its response in ozonosphere of the Earth // *Adv. Space Res.* V. 31. № 9. P. 2151–2156. 2003.
- *Krivolutsky A.A., Ondrášková A., Laštovička J.* Photochemical response of neutral and ionized middle atmosphere composition to the strong solar proton event of October 1989 // *Adv. Space Res.* V. 27. № 12. P. 1975–1981. 2001.
- *Krivolutsky A., Wissing J.M., Vyushkova T., Cherepanova L.* Motions in the MLT polar regions induced by energetic particles as simulated by GCM // <https://www.cospar-assembly.org/abstractcd/COSPAR-10>. 2010.
- *López-Puertas M., Funke B., Gil-López S., et al.* HNO₃, N₂O₅, and ClONO₂ enhancements after the October–November 2003 solar proton events // *J. Geophys. Res.* V. 110. A09S44. doi: 10.1029/2005JA011051. 2005a.
- *López-Puertas M., Funke B., Clarmann T., Fisher K., Stiller G.P.* The stratospheric and mesospheric NO_y in the 2002–2004 polar winters as measured by MIPAS/ENVISAT // *Space Sci. Rev.* V. 125. № 1/4. P. 1–14. 2005b.
- *Manney G.L., Kruger K., Sabutis J.L., Sena S.A., Pawson S.* The remarkable 2003–2004 winter and other recent warm winters in the Arctic stratosphere since late 1990s // *J. Geophys. Res.* V. 110. D04107. doi: 10.1029/2004.2005.
- *Mc Peters R.D., Jackman C.H.* The response of ozone to solar proton events during solar cycle 21: The observations // *J. Geophys. Res.* V. 90. ND 5. P. 7945–7954. 1985.
- *Mc Peters R.D., Jackman C.H., Stassinopoulos E.G.* Observations of ozone depletion associated with solar proton events // *J. Geophys. Res.* V. 86. NC 12. P. 12071–12081. 1981.
- *Mironova I., Usoskin I., Kovaltsov G., Randall C.* Effect of an extreme solar energetic particle event of January 20, 2005 on polar stratospheric aerosols // <https://www.cospar-assembly.org/abstractcd/COSPAR-10>.
- *Mount G.H., Rottman G.J., Timothy J.G.* The solar spectral irradiance 1200–2550 Å at solar maximum // *J. Geophys. Res.* V. 85. NA 8. P. 4271–4274. 1980.
- *Muller R., Crutzen P.J.* A possible role of galactic cosmic rays in chlorine activation during polar night // *J. Geophys. Res.* V. 98. P. 20483–20490. 1993.
- *Neher H.V.* Cosmic rays at high latitudes and altitudes covering four solar maxima // *J. Geophys. Res.* V. 76. P. 1637–1651. 1971.
- *Nicolet M.* On the production of nitric oxide by cosmic rays in the mesosphere and stratosphere // *Planet. Space Sci.* V. 23. P. 637–649. 1975.
- *Ondrášková A.* A numerical model of ion concentration profiles in the lower ionosphere // *Stud. Geophys. Geod.* V. 37. P. 189–208. 1993.
- *Ondrášková A., Krivolutsky A., Laštovička J.* Changes of the neutral and ionized composition in the D-region after solar proton event in October 1989 (model simulations) // *Adv. Space Res.* V. 31. № 9. P. 2169–2176. 2003.
- *Ondrášková A., Krivolutsky A., Kuminov A., Laštovička J.* Day to night differences in neutral component and electron density response during solar proton event (model calculations) // *Acta Astron. Geophys. Univ. Comenianae.* V. 24. P. 51–60. 2002.
- *Ondrášková A., Krivolutsky A.A., Kukoleva A., et al.* Response of the lower ionosphere to solar proton event on July 14, 2000. Model simulations over both poles // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 70. № 2–4. P. 539–545. 2008.
- *Porter H.S., Jackman C.H., Green A.E.* Efficiencies for production of atomic nitrogen and oxygen by relativistic proton impact in air // *J. Chem. Phys.* V. 65. P. 154–167. 1976.
- *Prasad S.S., Zipf E.C.* Atmospheric nitrous oxide produced by solar protons and relativistic electrons // *Nature.* V. 291. № 5816. P. 564–566. 1981.
- *Pudovkin M.I., Veretenenko S.V.* Cloudiness decreases associated with Forbush-decreases of galactic cosmic ray // *J. Atmos. Terr. Phys.* V. 57. № 11. P. 1349–1355. 1995.
- *Randall C.E., Harvey V.L., Manney G.L., et al.* Stratospheric effects of energetic particle precipitation in 2003–2004 // *Geophys. Res. Lett.* V.32. L05802; doi: 10.1029/2004GL022003. 2005.
- *Rapp D., Englander-Golden P.* Total cross sections for ionization and attachment in gases by electron impact. I. Positive ionization // *J. Chem. Phys.* V. 43. P. 1464–1479. 1965.
- *Rapp D., Englander-Golden P., Brigglio D.D.* Cross sections for dissociative ionization of molecules by electron impact // *J. Chem. Phys.* V. 42. P. 4081–4085. 1965.
- *Reagan J.B., Meyerott R.E., Nightingale R.W., et al.* Effects of August 1972 solar particle events on stratospheric ozone // *J. Geophys. Res.* V. 86. NA 3. P. 1473–1494. 1981.
- *Reid G.C., Solomon S., Garsia R.R.* Response of the middle atmosphere to the solar proton events of the August–December 1989 // *Geophys. Res. Lett.* V. 18. № 6. P. 1019–1022. 1991.
- *Rinsland C.P., Boone C, Nassar R., Walker K., Bernath P., Mc Connell J.C., Chiou L.* Atmospheric Chemistry Experiment (ACE) Arctic stratospheric measurements of NO_x during February and March 2004: Impact of intense solar flares // *Geophys. Res. Lett.* V. 32. L16S05, doi: 10.1029/2005GL022425. 2005.
- *Rohen G., von Savigny C., Sinnhuber M., et al.* Ozone depletion during the solar proton events of October–November 2003 as seen by SCIAMACHY // *J. Geophys. Res.* V. 110. A09S39, doi: 10.1029/2004JA010984. 2005.
- *Ruderman M.A., Chamberlein J.W.* Origin of sunspot modulation of ozone: implication for stratospheric NO injection // *Planet. Space Sci.* V. 23. P. 247–268. 1975.

- *Rusch D.W., Gerard J.-C., Solomon S., Crutzen P.J., Reid G.C.* The effect of particle precipitation events on neutral and ion chemistry of the middle atmosphere. I. Odd nitrogen // *Planet. Space Sci.* V. 29. P. 767–774. 1981.
- *von Savigny C., Sinnhuber M., Bovensmann H., Burrows J.P., Kallenrode M.-B., Schwartz M.* On the disappearance of noctilucent clouds during the January 2005 solar proton event // *Geophys. Res. Lett.* V. 34. L02805, doi: 10.1029/2006GL028106. 2007.
- *Semeniuk K., Mc Connell J.C., Jackman C.H.* Simulation of the October–November 2003 solar proton events in the CMAM GCM: Comparison with observations // *Geophys. Res. Lett.* V. 32. L15S02, doi: 10.1029/2005GL022392. 2005.
- *Seppälä A., Verronen P.T., Kyrölä E., Hassinen S., Backman L., Hauchecorne A., Bertaux J.L., Fussen D.* Solar proton events of October–November 2003: ozone depletion in the Northern hemisphere polar winter as seen by GOMOS/ENVISAT // *Geophys. Res. Lett.* V. 31. L19107, doi: 10.1029/2004GL021042. 2004.
- *Shumilov O.I., Henriksen K., Raspopov O.M., Kasatkina E.A.* Arctic ozone abundance and solar proton event // *Geophys. Res. Lett.* V. 19. № 16. P. 1647–1650. 1992.
- *Shumilov O.I., Kasatkina E.A., Henriksen K., Paspopov O.M.* Ozone “miniholes” initiated by energetic solar protons // *J. Atmos. Terr. Phys.* V. 57. № 6. P. 665–671. 1995.
- *Snyder C.W., Neugebauer M., Rao U.R.* The solar wind velocity and its correlation with cosmic ray variations and with solar and geomagnetic activity // *J. Geophys. Res.* V. 68. № 34. P. 6361–6370. 1963.
- *Solomon S., Rusch D.W., Gerard J.-C., Reid G.C., Crutzen P.J.* The effect of particle precipitation events on the neutral and ion chemistry of the middle atmosphere. P.2: Odd hydrogen // *Planet. Space Sci.* V. 29. № 8. P. 885–893. 1981.
- *Solomon S., Crutzen P.J., Roble R.G.* Photochemical coupling between the thermosphere and the lower atmosphere. 1. Odd nitrogen from 50 to 120 km // *J. Geophys. Res.* V. 87. P. 7206–7220. 1982.
- *Solomon S., Reid G.C., Rusch D.W., Thomas R.J.* Mesospheric ozone depletion during the solar proton event of July 13, 1982. P. 2. Comparison between theory and measurement // *Geophys. Res. Lett.* V. 10. № 4. P. 257–260. 1983.
- *Stiller G.P., Mengistu Tsidu G., Clarman T., et al.* An enhanced HNO₃ second maximum in the Antarctic mid-winter upper stratosphere 2003 // *J. Geophys. Res.* V. 110. D20303, doi: 10.1029/2005JD006011. 2005.
- *Svensmark H., Friis-Christensen E.* Variation of cosmic ray flux and global cloud coverage – a missing link in solar-climate relationships // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 59. P. 1225–1232. 1997.
- *Svensmark H., Bondo T., Svensmark J.* Cosmic ray decreases affect atmospheric aerosols and clouds // *Geophys. Res. Lett.* V. 36. L15101. doi:1029/GL038429. 2009.
- *Thorne R.M.* The importance of energetic particle precipitation for chemical composition of the middle atmosphere // *PAGEOPH.* V. 118. № 1. P. 128–151. 1980.
- *Troshichev O.A.* Polar magnetic disturbances and field-aligned currents // *Space. Sci. Rev.* V. 32. P. 1378–1389. 1982.
- *Troshichev O.A., Egorova L.V., Vovk V.Ya.* Influence of the solar wind variations on atmospheric parameters in the southern polar region // *Adv. Space Res.* V. 34. P. 1824–1829. 2004.
- *Troshichev O.A., Egorova L.V., Vovk V.Ya.* Influence of the disturbed solar wind on atmospheric processes in Antarctica and El-Nino Southern Oscillation // *Mem. Soc. Astr. Italiana.* V. 76. P. 890–898. 2005.
- *Troshichev O.A., Vovk V.Ya., Egorova L.V.* IMF associated cloudiness above near-pole station Vostok: impact on wind regime in winter Antarctica // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 70. P. 1289–1300. 2008.
- *Troshichev O.A., Vovk V.Ya., Egorova L.V.* Solar wind influence on atmospheric processes in winter Antarctica / Antarctica. The most interactive ice-air-ocean environment. Ch. 9. Eds. J. Singh, H.N. Dutta. Nova Sci. Publ. 2011.
- *Usoskin I.G., Kovaltsov G.A., Mironova I.A., Tylka A.J., Dietrich W.F.* Ionization effect of solar particle GLE events in low and middle atmosphere // *Atmos. Chem. Phys. Discuss.* V. 10. P. 30381–30404. 2010.
- *Vanhellemoun F., Fussen D., Binge C.* Cosmic rays and stratospheric aerosols: Evidence for a connection? // *Geophys. Res. Lett.* V. 29. P. 10-1–10-4. 2002.
- *Veretenenko S., Tejll P.* Effects of cosmic ray variations on cyclonic activity in the North Atlantic // <https://www.cospar-assembly.org/abstractcd/COSPAR-10>.
- *Verronen P.T., Seppälä A., Clilverd M.A., Rodger C.J., Kyrölä K., Enell C.-F., Ulich T., Turunen E.* Diurnal variation of ozone depletion during the October–November 2003 solar proton events // *J. Geophys. Res.* V. 110. A09S32, doi: 10.1029/2004JA010932. 2005.
- *Verronen P.T., Seppälä A., Kyrölä E., Tamminen J., Pickett H.M., Turunen E.* Production of odd hydrogen in the mesosphere during the January 2005 solar proton event // *Geophys. Res. Lett.* V. 33. L24811, doi: 10.1029/2006GL028115. 2006.
- *Vitt F.M., Jackman C.H.* A comparison of sources of odd nitrogen production from 1974 through 1993 in the Earth’s middle atmosphere as calculated using a two-dimensional model // *J. Geophys. Res.* V. 101. ND 3. P. 6729–6739. 1996.
- *Warneck P.* Cosmic radiation as a source of odd nitrogen in the stratosphere // *J. Geophys. Res.* V. 77. № 33. P. 6589–6591. 1972.
- *Weeks L.H., Cuicay R.S., Corbin J.R.L.* Ozone measurements in the mesosphere during the solar proton event of 2 November 1969 // *J. Atmos. Sci.* V. 29. P. 1138–1142. 1972.
- *Zadorozhny A.M., Kikhtenko V.N., Kokin G.A., Tuchkov G.A., Tyutin A.A., Chizhov A.F., Shtirkov O.V.* Middle atmosphere response to the solar proton events of October 1989 using the results of rocket measurements // *J. Geophys. Res.* V. 99. ND 10. P. 21059–21069. 1994.