

ФГБУ «Центральная аэрологическая обсерватория» Росгидромета

На правах рукописи



КРИВОЛУЦКИЙ Алексей Александрович

УДК 551.510.4; 551.510.534; 551.590.21;  
551.510.53; 523.98

**ВОЗДЕЙСТВИЕ СОЛНЕЧНЫХ ПРОТОННЫХ ВСПЫШЕК  
НА СРЕДНЮЮ АТМОСФЕРУ ЗЕМЛИ**

Специальность **25.00.29** — физика атмосферы и гидросфера

**Диссертация на соискание ученой степени доктора  
физико-математических наук**

**Долгопрудный – 2016**

## Оглавление

Введение.....	5
ГЛАВА 1. Воздействие солнечных космических лучей на атмосферу Земли (состояние вопроса) .....	17
1.1. Эффективность воздействия корпускулярных потоков .....	17
1.2. Солнечные протонные вспышки и химический состав .....	23
1.3. Заключение к Главе 1 .....	45
ГЛАВА 2. Протонная активность Солнца в 23-ем цикле его активности. Изменения в озоносфере и нижней ионосфере (одномерное фотохимическое моделирование) .....	47
2.1. Характеристики активности Солнца в 23-ем цикле.....	47
2.2. Сравнение радиационных характеристик СКЛ текущего 23 цикла и трех предыдущих циклов активности Солнца .....	52
2.3. Ионизация атмосферы высоких широт в периоды СПС .....	55
2.3.1. Краткое описание методики расчета .....	55
2.3.2. Результаты расчетов скорости ионизации атмосферы во время СПС .....	57
2.4. Фотохимическое моделирование изменений в высокоширотной озоносфере в периоды СПС.....	66
2.4.1 Краткое описание одномерной фотохимической модели .....	66
2.4.2. Результаты фотохимического моделирования .....	68
2.5. Сравнение результатов моделирования с данными наблюдений для СПС 14 июля 2000 г .....	78
2.6 Воздействие протонных вспышек на нижнюю ионосферу .....	82
2.6.1. Область D ионосферы (краткие сведения).....	84
2.6.2. Краткое описание модели ионной химии .....	86
2.6.3. Результаты реализации численных сценариев .....	92
СПС 19 октября 1989 г.....	93
Сравнение с наблюдениями.....	101
СПС 14 июля 2000 года.....	106
2.7. Обсуждение результатов и выводы к Главе 2 .....	110

ГЛАВА 3. Трехмерное моделирование изменений в полярной озоносфере, вызванных протонными вспышками на Солнце.....	114
3.1. Описание модели CHARM .....	116
3.1.1. Метод решения.....	116
3.1.2. Модельные глобальные распределения скоростей фотодиссоциации, озона и некоторых других химических компонент для среднего уровня активности Солнца .....	122
3.2. Моделирование воздействия протонных вспышек на озоносферу .....	133
3.2.2. СПС 14 июля 2000 года.....	133
3.2.3. СПС 4 ноября 2001 года.....	146
3.2.4. СПС 28 октября 2003 года .....	152
3.2.5. Ионизация полярных областей в период СПС 28.10.2003 (AIMOS) .....	154
3.2.6. Скорость ионизации атмосферы, полученная по данным о потоках протонов с разных ИСЗ (GOES и КОРОНАС-Ф) в период СПС 28.10.2003 ....	160
3.2.7. Численное моделирование изменений содержания озона после СПС 28.10.2003.....	164
3.2.8. Долговременные последствия воздействия частиц на полярную стратосферу в период 2003-2004 гг. после СПС 28.10.2003 .....	172
3.2.9. Сравнение результатов моделирование СПС 28.10.2003 с данными спутниковых наблюдений прибором MIPAS (Проект НЕРРА).....	174
3.2.9 Заключение к Главе 3 .....	181
3.3 Основные результаты Главы 3 .....	182
ГЛАВА 4. Воздействие протонной активности Солнца на циркуляцию и температурный режим полярной атмосферы.....	184
4.1 Описание модели общей циркуляции.....	184
4.2 Воздействие энергичных частиц на температуру и циркуляцию полярной атмосферы.....	191
4.2.1 СПС 14 июля 2000 года.....	192
4.2.2 СПС 4 ноября 2001 года .....	204
4.2.3 Возмущенный период октября-ноября 2003 года .....	207
4.3 Результаты Главы 4 .....	214
4.4 Основные результаты, полученные в работе .....	216
ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....	218
Список литературы .....	221

Список иллюстраций .....	236
Приложение 1 .....	248
Приложение 2 (Схема метода переноса) .....	254

## ВВЕДЕНИЕ

**Актуальность проблемы.** Проблема эффективности механизмов внешних воздействий на атмосферу Земли (в том числе на погоду и климат), поставленная более 100 лет назад (см. обзор [Gray et al., Science, 2010]), остается актуальной и сегодня. Благодаря огромному массиву информации, накопленной к настоящему времени по наблюдениям со спутников о солнечной радиации, параметрах атмосферы (ее химическом составе, температурном режиме и циркуляции), а также прогрессу в развитии численных моделей и вычислительных средств, создан современный мировой уровень науки, позволяющий решать новый класс задач, в том числе, в области солнечно-земной физики. Наблюдения со спутников потоков солнечной радиации (электромагнитной и корпускулярной), которые ведутся в течение уже более 3-х циклов активности Солнца, позволяют перейти к количественной форме их использования в моделях и статистических исследованиях (см. [А. Криволуцкий, А. Репнев, 2009]).

Отражением актуальности данного направления исследований является организация, под эгидой Международного Комитета по Солнечно-земной Физике (SCOSTEP-Scientific Commission on Solar Terrestrial Physics), международных программ CAWSES (Climate and Weather of the Sun-Earth System) и VarSITI (Variability of the Sun and Its Terrestrial Impact), включающей проект ROSMIC (Role Of the Middle Atmosphere/Lower Thermosphere in Climate). В рамках международного проекта SPARC (Stratospheric Processes and Their Role in Climate) организован под-проект SOLARIS, целью которого является изучение воздействия солнечной активности на нижнюю атмосферу через связь стратосфера-тропосфера. Следует выделить также проекты НЕПРА (High Energetic Particle Precipitation in the Atmosphere), посвященный исследованию воздействия энергичных частиц на атмосферу и детальному сравнению результатов моделирования с данными спутниковых наблюдений состава в полярных областях в период протонной активности Солнца [Funke et al.,

2011]; проект SolarMIP (Solar Model Intercomparison Project), посвященный международному сравнению модельных результатов отклика климата на солнечную цикличность (участвует 40 климатических моделей); проекты, поддержанные ISSI (International Space Science Institute), посвященные исследованию воздействия ионизации атмосферы, обусловленной энергичными частицами, и исследованию возможной роли солнечного ветра в климатических изменениях; европейский проект TOSCA (поддержан COST), направленный на исследование роли различных факторов солнечной активности в изменении климата. Проблемы исследования механизмов воздействия космических факторов и солнечной активности на атмосферу Земли регулярно отражаются в тематике симпозиумов Международных Ассамблей COSPAR.

Важными представляются усилия в этом направлении и на национальном уровне (в России). Например, в рамках программы №16 Президиума РАН «Изменения окружающей среды и климата» организация ИСЗФ СО РАН и ИФЗ РАН подпрограммы «Солнечная активность и физические процессы в системе Солнце-Земля». В 2012 году на базе ИСЗФ СО РАН была проведена Всероссийская конференция «Солнечная активность и природа глобальных и региональных климатических изменений», результаты которой позволяют оценить вклад солнечной активности в климатическую изменчивость. На базе ГАО РАН (Пулково) проводятся ежегодные всероссийские конференции «Солнечная и солнечно-земная физика», в которых также отражена эта тематика. В рамках ежегодной конференции «Физика плазмы в солнечной системе», организуемой ИКИ РАН, образована Секция «Воздействие космических факторов на атмосферу и климат Земли». Данная тематика включена также в работу Совета Солнце-Земля РАН, Совета по космосу РАН и Совета по климату РАН.

В настоящей работе рассматриваются механизмы и последствия для средней атмосферы воздействия потоков корpusкулярной радиации в периоды протонных

вспышек на Солнце. При этом внимание, уделяется атмосферному озону, что обусловлено экологической важностью этой малой атмосферной примеси, а также ее свойствами, как радиационно-активного газа.

Исторически специальные исследования в области воздействия энергичных частиц на атмосферный озон (которые развиты в представленной автором работе) начались с результатов анализа наблюдений с американского спутника *Nimbus-4*, где было зафиксировано резкое уменьшение содержания озона в стратосфере после протонной вспышки на Солнце 4 августа 1972 года. Дальнейшие теоретические исследования, выполненные несколькими научными группами, показали (Crutzen, 1975; Heaps, 1976; Porter et al., 1976; Solomon and Crutzen, 1981; Ларин, Тальрозе, 1977), что при торможении высокоэнергичных частиц в атмосфере (и соответствующего резкого усиления ионизации), вследствие интенсификации ионно-нейтральных химических взаимодействий, образуется дополнительное количество молекул NO и радикала OH, разрушающих озон в каталитических химических циклах. Таким образом, был впервые предложен физический механизм (его можно назвать химическим) воздействия энергичных частиц на атмосферу Земли. Далее несколькими группами велись работы по фотохимическому моделированию последствий воздействия СПС на химический состав полярной атмосферы сначала с помощью одномерных моделей, затем двумерных, а в последнее время трехмерных [Krivolutsky et al., 2006; 2015; Jackman et al., 2007; Funke et al., 2011].

Появление трехмерных моделей явилось новым этапом в понимании физических процессов, происходящих в атмосфере в периоды Солнечных Протонных Событий (СПС), поскольку совпало с запусками спутников UARS, ENVISAT, с приборами HALOE, MIPAS (соответственно), измеряющими кроме озона более полный химический состав средней атмосферы. Эти измерения впервые позволили провести сравнение модельного отклика химического состава с наблюдаемым в периоды мощных протонных событий 14 июля 2000 г. (прибор HALOE на спутнике UARS) и 28 октября 2003 года (прибор MIPAS на спутнике ENVISAT). Актуальность учета потоков частиц высоких энергий, как дополнительного источника

окислов азота и водорода в атмосфере Земли, влияющих на фотохимический баланс озона, привела к организации международного проекта НЕРРА (High Energetic Particle Precipitations in the Atmosphere).

**Целью данной работы** являлось исследование пространственно-временной структуры изменений химического состава (озон и другие малые составляющие), температуры и циркуляции средней атмосферы на воздействие энергичных частиц космического происхождения с помощью численных моделей высокого уровня (и анализа данных наблюдений) и проверки эффективности одного из механизмов солнечно-атмосферных связей.

Для достижения поставленной цели в работе были решены следующие задачи:

1. Разработана одномерная фотохимическая нестационарная численная модель средней атмосферы, учитывающая диффузионное распространение химически активной примеси по вертикали и возможность учета дополнительных химических источников, обусловленных солнечными космическими лучами [Krivolutsky et al., 2003].
2. Разработана 3-х мерная глобальная нестационарная численная транспортная глобальная фотохимическая модель CHARM (для высот 0-90 км) с модифицированным химическим блоком, позволяющим учесть дополнительное образование окислов азота и водорода в периоды СПС [Криволуцкий и др., 2015].
3. Создана новая версия модели общей циркуляции тропосферы, средней атмосферы и нижней термосферы ARM более высокого пространственного разрешения и радиационными блоками более высокого уровня [Криволуцкий и др., 2015].
4. Реализованы численные сценарии воздействия наиболее мощных протонных событий (СПС) 23-го цикла активности Солнца на озоносферу Земли [Криволуцкий и др., 2008].
5. Реализованы численные сценарии воздействия СПС на термический режим и циркуляцию средней атмосферы для наиболее мощных вспышек

23-го цикла активности Солнца [Krivolutsky et al., 2006; Криволуцкий и др., 2012; Криволуцкий и др., 2015].

6. С помощью численного моделирования исследована возможность долговременных последствий воздействия СПС для содержания озона, температуру и ветер в средней атмосфере и тропосфере [Криволуцкий и др., 2012].
7. Реализованы численные сценарии воздействия СПС на электронную концентрацию и содержание других ионных составляющих области D ионосферы [Krivolutsky et al., 2001; Ondraskova, Krivolutsky, 2005].
8. Проведено сравнение результатов, полученных на основе численного моделирования с данными наблюдений со спутников [Криволуцкий и др., 2008; Funke et al., 2011].

**Основным методом решения** поставленных задач являлось математическое фотохимическое и гидродинамическое моделирование с помощью глобальных трехмерных и одномерных численных моделей, а также анализ данных спутниковых наблюдений для сравнения с результатами модельных расчетов.

**Научная новизна работы** состоит в следующем:

1. Впервые с помощью численного фотохимического моделирования получена трехмерная пространственно-временная структура отклика химического состава озоносферы на воздействие наиболее мощных протонных вспышек 23-го цикла активности Солнца. Показано, что эффект воздействия СПС распространяется на низкие широты и зависит от сезона.
2. Впервые с помощью численного фотохимического моделирования исследована структура отклика озоносферы на воздействие СПС для условий полярной ночи. Показано, что вследствие воздействия СПС в полярной области образуются окислы азота и водорода (отсутствующие в невозмущенных

ночных условиях), концентрации которых сопоставимы с концентрациями в дневных невозмущенных условиях.

3. Впервые с помощью численного моделирования исследована реакция термического режима и циркуляции средней атмосферы на воздействие СПС. Показано, что вызванные разрушением озона после СПС отрицательные изменения температуры (порядка 6 К) и циркуляции распространяются до более низких широт и сохраняются в страто-мезосфере после окончания СПС. Обнаружены изменения температуры и ветра в нижней термосфере (где отсутствовали изменения озона), обусловленные нарушением условия распространения ВГВ вследствие изменений зонального ветра в период СПС.
4. По уровню ионизации полярной атмосферы, рассчитанной по данным о потоках СКЛ в периоды СПС и соответствующему уровню разрушения озона СПС в 23-ем цикле активности Солнца установлена иерархия геоэффективности солнечных протонных событий для этого цикла. Показано, что наиболее мощными СПС в 23-ем цикле активности Солнца были события: 14 июля 2000 г., 4 ноября 2001 г., 28 октября 2003 года. Эти события были выбраны для трехмерного моделирования.
5. При реализации численных сценариев обнаружена возможность долговременных последствий воздействия СПС 28.10.2003 г. на озон и температуру в стратосфере и тропосфере. Показано, что в условиях полярной ночи образованные в период СПС дополнительные окислы азота ( $\text{NO}_y$ ) могут опуститься до уровня стратосферы, разрушая озон и меняя температуру после восхода Солнца. Наибольший эффект последействия этого механизма реализуется летом следующего (после СПС) года.
6. Впервые с помощью фотохимического моделирования рассчитан отклик области D ионосферы. Показано, что изменения электронной концентрации и содержания основных ионов на воздействие сильных СПС (19 октября 1989 г. и 14 июля 2000 г.) могут составить более порядка величины. Резуль-

таты находятся в согласии с данными ракетного корабельного эксперимента, проведенного в высоких широтах южного полушария в октябре 1989 г.

7. На основе анализа данных спутниковых измерений изучена структура изменений в период СПС компонент химического состава и температуры средней атмосферы в полярных широтах северного полушария, и установлено их соответствие с результатами численного моделирования.
8. На основе совокупности модельных расчетов и результатов анализа спутниковых наблюдений, представленных в работе, следует сделать заключение о том, что разработанная в 70-х годах прошлого столетия теоретическая концепция о возможности генерации дополнительных атомов азота и окислов водорода солнечными космическими лучами [Porter et al., 1976; Heaps, 1978], нашла количественное подтверждение.

### **Практическая ценность работы**

Практическая значимость работы заключается в создании технологии, основанной на использовании глобальных численных моделей химического состава и динамики средней атмосферы, а также на усвоении спутниковой информации о солнечных корпускулярных потоках, которая является основой для мониторинга и прогноза изменений в озоносфере и нижней ионосфере Земли вызванных Солнцем. Результаты использовались при выполнении плановых НИР целевой научно-технической программы (ЦНТП) Росгидромета и, проектов РФФИ, а также в рамках участия в международных проектах НЕРРА, SolarMIP, ROSMIC.

Диссертационная работа выполнялась в рамках НИР ЦНТП Росгидромета «Разработка, испытание и внедрение новых технологий и методов анализа и прогноза состояния верхней атмосферы, ионосферы и магнитосферы Земли, околоземного космического пространства. Обеспечение подготовки и доведения до потребителей

диагностической и прогностической гелиогеофизической продукции» (№ регистрационной карты 01201250289) и НИР ЦНТП Росгидромета «Разработка новых моделей и методов для совершенствования технологий диагноза и прогноза состояния верхней атмосферы, ионосфера и магнитосфера Земли, околоземного космического пространства (космической погоды)» (№ регистрационной карты 01201462498). Результаты диссертации использовались при подготовке отчетов по НИР ЦНТП Росгидромета.

### **Достоверность и обоснованность**

Достоверность полученных результатов подтверждена международным сравнением результатов моделирования в рамках проекта НЕРРА, сравнением результатов моделирования с данными спутниковых наблюдений и ракетных экспериментов, а также экспертизой результатов в процессе публикаций в отечественных и зарубежных реферируемых журналах.

### **Личный вклад автора**

Результаты, представленные в работе, получены под руководством автора в последние 15 лет в лаборатории химии и динамики атмосферы ФГБУ «ЦАО», которой он руководит. Автор внес решающий вклад в постановку задач, их реализацию, обсуждение полученных результатов, подготовку публикаций и представление материалов в виде докладов на отечественных и зарубежных симпозиумах и конференциях.

Выполненный под руководством автора цикл работ является уникальным в мировой практике по широте охвата проблемы и новизне полученных результатов, большая часть которых вошла в монографию автора «Воздействие космических факторов на озоносферу Земли» (в соавторстве с А.И. Репневым).

**Научные положения, выносимые на защиту:**

1. Трехмерная пространственно-временная структура изменений химического состава, температуры и циркуляции, вызванных протонными вспышками на Солнце в 23-ем цикле его активности.
2. Гидродинамический механизм формирования отклика нижней термосферы на СПС, обусловленный ослаблением воздействия волн, распространяющихся из нижней атмосферы.
3. Физико-химическая интерпретация длительных изменений состава, температуры и ветра в высоких широтах северного полушария после протонного события 28 октября 2003 год.
4. Результаты моделирования вариаций пространственной структуры электронной концентрации и ионного состава области D ионосферы в период СПС.
5. Иерархия протонных событий для 23-го цикла активности Солнца, упорядоченная по степени их воздействия на полярный озон и количеству образованных ионных пар.
6. Механизм аномальных изменений в содержании озона и окиси азота для периодов СПС 14 июля 2000 г. и 28 октября 2003 г., разработанный по данным спутниковых измерений (UARS, прибор HALOE, и ENVISAT, прибор MIPAS) и результатам фотохимического моделирования.
7. Подтверждение теоретической концепции химического механизма воздействия СПС на атмосферу Земли, основанное на количественном соответствие представленных результатов моделирования и наблюдаемых в озоносфере изменений, вызванных протонными вспышками на Солнце.

**Апробация работы.** Основные результаты работы докладывались на Международных ассамблеях COSPAR (32-я, 1998 г. Нагоя, Япония; 33-я, 2000 г., Варшава, Польша; 34-я, 2002 г., Хьюстон, США; 35-я, 2004 г., Париж, Франция; 36-я, 2006 г., Пекин, Китай; 37-я, 2008 г., Монреаль, Канада; 38-я, 2010 г., Бремен, Германия; 39-я., 2012, Майсор, Индия, 40-я Москва, Россия), на Ассамблеях Международного Союза Геодезии и Геофизики – IUGG (17-я, 1999, Бирмингем, Англия; 18-я, 2003, Саппоро, Япония; 19-я, 2007, Перуджиа, Италия; 20-я, 2011, Мельбурн, Австралия), на Ассамблеях международной ассоциации по метеорологии и атмосферным наукам- IAMAS (2007, Инсбрук, Австрия; 2009, Монреаль, Канада), на Ассамблее Международной ассоциации по геомагнетизму и аэрономии – IAAGA (2005, Тулуза, Франция), на Международном симпозиуме, посвященном результатам выполнения программы CAWSES (2007, Киото, Япония), на Международных симпозиумах «Долговременные изменения и тренды в атмосфере» (1999, Пуна, Индия; 2006, Болгария; 2008, Санкт-Петербург, Россия), на Международных симпозиумах «Солнечные экстремальные события» (2004, Москва, Россия; 2005, Ереван, Армения), на конференции «Исследование состава атмосферы» (2007, Москва, Россия), на Международных симпозиумах по солнечно-земной физике (2005, Иркутск, Россия; 2007, Звенигород, Россия), на конференции «50 лет исследований в Антарктике» (2005, Санкт-Петербург, Россия), на Международном симпозиуме «Проблемы геоэкологии» (2008, Бишкек, Киргизия), на Международных симпозиумах «Частицы высоких энергий в атмосфере» — НЕРРА (2008, Хельсинки, Финляндия; 2011, Гранада, Испания), на Международном симпозиуме «Международный электронный геофизический год» (2009, Переславль-Залесский, Россия), на Всесоюзной конференции «Солнечная активность и природа глобальных и региональных климатических изменений» (2012, Иркутск, Россия), на 5-ой Всероссийской конференции «Солнечная и солнечно-земная физика» (2012, Пулково, Россия), на 13-ом Международном симпозиуме по солнечно-земной физике (2014, Хай Ань, Китай). На заседаниях Рабочих групп по международным проектам, посвященным исследованию космических воздействий на атмосферу Земли и климат, поддержаным

ISSI — International Space Science Institute (2011, 2012, 2014, 2015), на конференциях «Физика плазмы в солнечной системе» (2015, 2016; ИКИ РАН, Москва), на Первом симпозиуме по наноспутникам (2015, Самара).

### **Публикации**

Результаты исследований по теме диссертации изложены в монографии, включены в несколько энциклопедических изданий по солнечно-земной физике, а также опубликованы в отечественных и зарубежных рецензируемых журналах, в том числе российских, входящих в список ВАК (всего **42** публикация).

### **Объем и структура диссертации**

Диссертация состоит из Введения, четырех глав и Заключения, общий объем которых составляет 235 страниц, включая 8 таблиц, 105 иллюстраций и 2 Приложения. Список цитируемой литературы содержит 206 наименований.

### **Благодарности**

Автор выражает благодарность сотрудникам лаборатории химии и динамики атмосферы ЦАО, принимавшим непосредственное участие в получении результатов, представленных в работе: Т.Ю. Выюшковой, А.И. Репневу, А.А.Куколевой, Л.А. Черепановой, А.В. Ключниковой, Г.Р. Захарову, А.А. Куминову; коллегам из других российских институтов, с которыми обсуждались полученные результаты: проф. Г.А. Базилевской (ФИАН), проф. О.А.Трошичеву (ААНИИ), проф.А.А. Данилову (ИПГ), А.М. Задорожному (НГУ), И.А. Мироновой (СПбУ), И.Н.Мягковой (НИИЯФ МГУ), Н.К. Переясловой (ИПГ), М.Н.Назаровой (ИПГ), а также зарубежным коллегам: Dr. Charles Jackman, (USA), Prof. William Ward (Canada), Prof. Adolf Ebel (Germany), Dr. Adriena Ondrášková (Slovakia), Dr. Jan Laštovička (Czech Republic). Dr. Bernd Funke (Spain), Dr. Victor Fomichev, Dr. Maik Wissing (Germany).

Цикл работ по трехмерному моделированию воздействия факторов солнечной активности на озоносферу, выполненный в Лаборатории химии и динамики атмосферы ЦАО, в течение многих лет поддерживался Российским Фондом Фундаментальных Исследований в рамках проектов (под руководством автора):

№ 97-05-6605\_а «Исследование вклада химических процессов, обусловленных космическими лучами, в долговременные изменения озона и других малых газовых составляющих земной атмосферы»;

№ 03-05-64675\_а «Численное трехмерное моделирование изменений в озоносфере Земли после протонных вспышек на Солнце»;

№ 06-05-64434\_а «Долговременные изменения химического состава и глобальной циркуляции атмосферы Земли, вызванные протонной активностью Солнца»;

№ 09-05-0702\_д Издание монографии «Воздействие космических факторов на озоносферу Земли»;

№ 09-05-00949\_а «Исследование вклада потоков релятивистских электронов в изменение химического состава атмосферы в полярных широтах (численное моделирование).

Исследования по моделированию отклика энергичных частиц на полярные области Земли поддерживались также в рамках подпрограммы «Исследование и изучение Антарктики» ФЦП «Мировой океан» (контракты №№ 6/7-1-04, 1-6-08, 1-6-11 с ААНИИ Росгидромета). Создание, модернизация и использование трехмерных моделей в различных задачах гидрометеорологии и гелиогеофизики выполнялось в рамках научных тем Планов НИР Росгидромета.

## ГЛАВА 1. ВОЗДЕЙСТВИЕ СОЛНЕЧНЫХ КОСМИЧЕСКИХ ЛУЧЕЙ НА АТМОСФЕРУ ЗЕМЛИ (СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА)

### 1.1. Эффективность воздействия корпускулярных потоков

Состояние верхней атмосферы Земли формируется с участием таких внешних воздействий как солнечная электромагнитная радиация, солнечные корпускулярные потоки, галактические космические лучи (ГКЛ), высыпания электронов из радиационных поясов. С изменением этих внешних факторов меняются структура, состав и динамические характеристики нейтральной среды, ионосфера, 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/м<sup>2</sup> или 1,96 кал/см<sup>2</sup>мин). Наибольшие спорадические возмущения вносят протоны солнечных протонных событий (СПС) с потоками энергии от 10-1 до 1 эрг/см<sup>2</sup>с (2 августа 1972 г. поток составил 50 эрг/см<sup>2</sup>с) [Брасье и Соломон, 1987]. В постоянно обдувающем Землю солнечном ветре в период спокойного Солнца в межпланетном пространстве вблизи Земли наблюдается  $\sim 5$  протонов в см<sup>-3</sup>, движущихся со скоростью  $\sim 500$  км/с; при этом во время солнечных возмущений концентрация возрастает до 102 протон/см<sup>3</sup> или более, а скорость достигает 1500 км/с. Нижняя ионосфера образуется ионизацией O<sub>2</sub> и NO линией Ly α ( $\approx 6$  эрг/см<sup>2</sup>с), жестким рентгеновским излучением 1-10 Å (10-1-1 эрг/см<sup>2</sup>с) и ГКЛ (10-3-10-2 эрг/см<sup>2</sup>с). В авроральной области и в меньшей степени в средних широтах на атмосферу и ионосферу воздействуют высыпающиеся электроны (потоки 10-1-1 эрг/см<sup>2</sup>с в авроральной зоне и 10-4-10-3 в средних широтах). Спорадически эти потоки достигают 1-10<sup>3</sup> и 10-3-10-2 эрг/см<sup>2</sup>с соответственно [Брасье и Соломон, 1987].

Энергичные частицы могут производить диссоциацию, ионизацию и диссоциативную ионизацию составляющих атмосферы. Образовавшиеся электроны малых энергий ( $\approx 10\text{-}100$  эВ) производят затем основную часть ионизации. Галактические космические лучи (ГКЛ) проникают в тропосферу, солнечные космические лучи в отдельных случаях частиц с энергией  $> 100$  МэВ – до высот 20-30 км, электроны с энергией 5 МэВ – до 40 км. Энергия, вносимая в атмосферу энергичными частицами, мала по сравнению с другими ее источниками в средней атмосфере, но является одним из главных источников ионизации и диссоциации ниже  $\sim 80$  км, где солнечный УФ и рентген сильно ослаблены. С учетом соотношения сечений ионизации и диссоциативной ионизации 0,76 и 0,24 для  $N_2$ , 0,67 и 0,33 для  $O_2$  [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]:  $P(N_2^+) = 0,585Q$ ,  $P(N^+) = 0,185Q$ ,  $P(O_2^+) = 0,154Q$ ,  $P(O^+) = 0,076Q$ , где  $Q$  — полная скорость ионизации. В работе [Кудрявцев, Ковалева, 2009] получены новые оценки тех же величин вместе с выходами,  $\delta_j$ ,  $O(^3P)$ ,  $O(^1D)$ ,  $N(^4S)$ ,  $N(^2D)$ ,  $O_2(^1\Delta_g)$ ,  $N_2(A^3)$ :

$X_j$	$N_2^+$	$O_2^+$	$O^+$	$N^+$	$O(^3P)$	$O(^1D)$	$N(^4S)$	$N(^2D)$	$O_2(^1\Delta_g)$	$N_2(A^3)$
$\delta$	0,63	0,16	0,07	0,14	0,51	0,4	0,74	0,6	0,36	0,22

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  $\sim 80$  км. На меньших высотах реакции с участием  $H_2O$  приводят к преобладанию гидратированных ионов типа  $H^+(H_2O)_n$ ,  $NO^+(H_2O)_n$ ,  $H_3O^+(H_2O)_n$ . 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 озонактивных 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]. Косвенное воздействие на озоновый слой через образование активного катализатора разрушения озона, OH, в результате ионно-молекулярных реакций первичных ионов  $N_2^+$  и  $O_2^+$  с молекулами воды вочных условиях существенно возрастает при ионизации стратосферы на высотах 15-30 км протонами при СПС [К вопросу о механизме воздействия космических лучей на озоносферу Земли. П.С. Виноградов и др.].

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 озоном. Молекула гидроксила OH образуется в цепочке реакций  $O_2^+$ , приводящих к  $H_3O^+$ , атом H высвобождается в последующей рекомбинации кластерного иона  $H_3O^+(H_2O)_n$  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, т.к. время жизни его (от дней до месяцев) много больше времени жизни  $HO_x$  (часы) [Rusch et al., 1981; Solomon and Crutzen, 1981; Криволуцкий и Репнев, 2009].

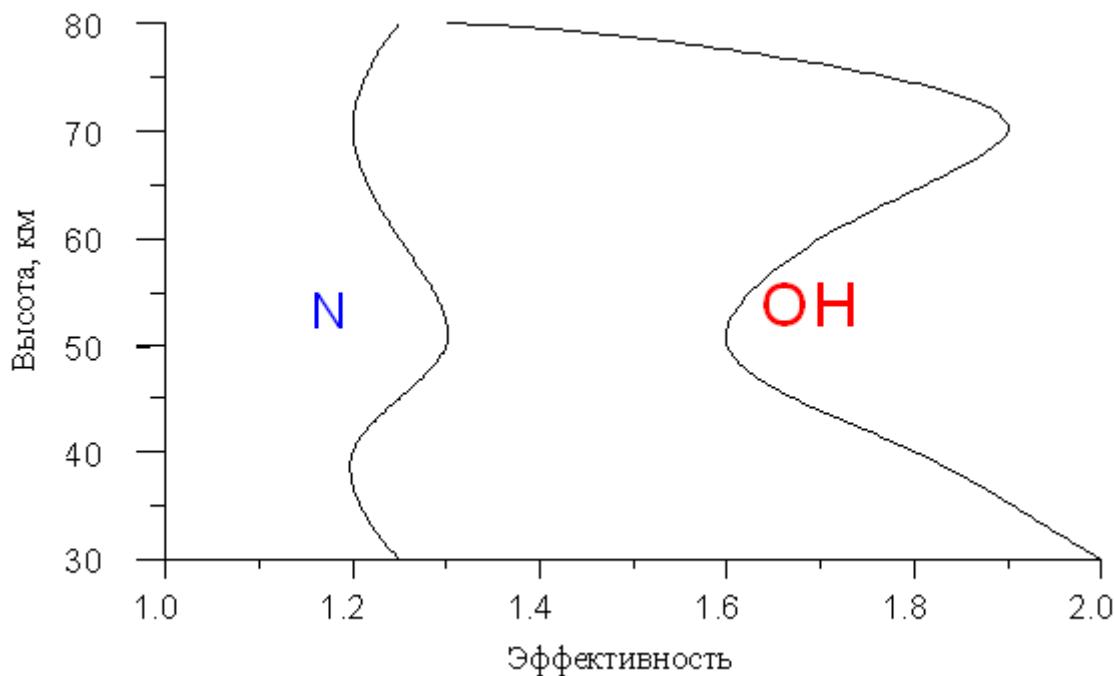


Рис. 1.1. Высотный ход эффективности образования окислов азота и водорода на каждую пару ионов, произведенных энергичными частицами в атмосфере [Heaps, 1978].

На рисунке 1.1 представлены полученные теоретические вертикальные профили эффективности генерации атомов азота и молекул OH на каждую пару ионов, образующихся в полярной атмосфере при торможении солнечных протонов в полярной атмосфере Земли. Дополнительные атомы азота конвертируются далее в химических реакциях в окись азота. Затем, NO и OH разрушают озон в химических каталитических циклах, о чем говорилось выше, что резко усиливает эффективность воздействия на озон.

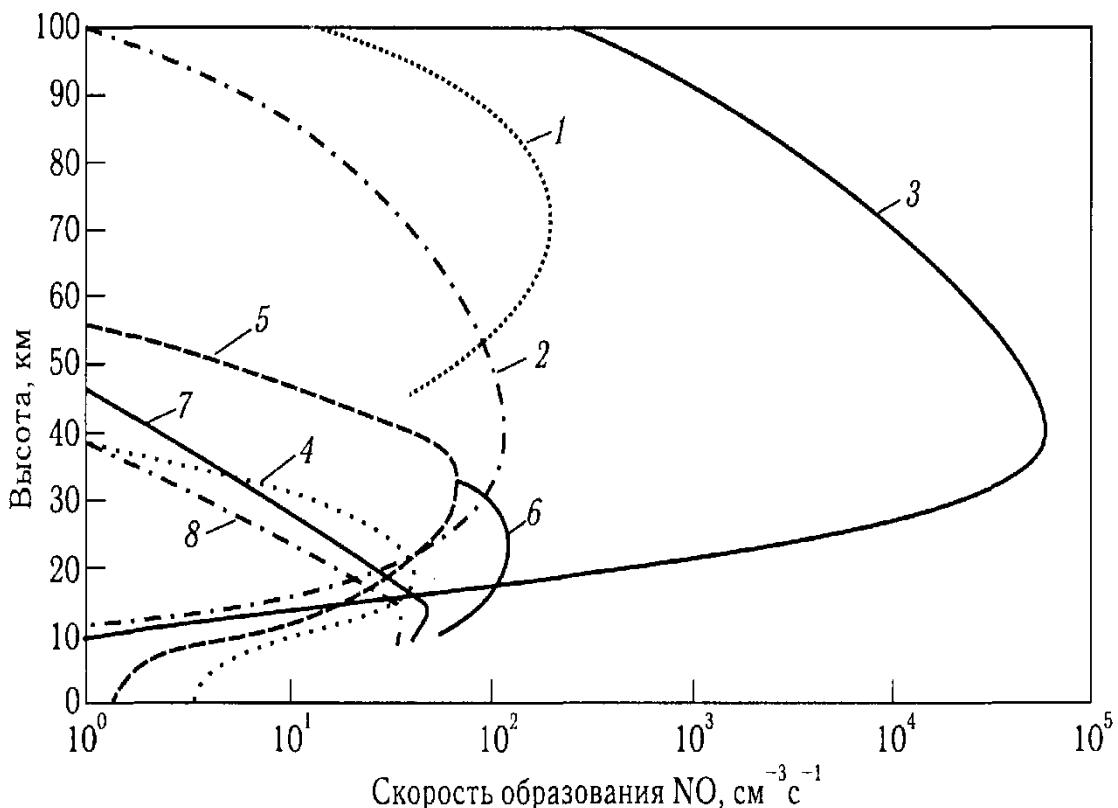


Рис. 1.2. Скорости образования ( $\text{см}^{-3} \text{с}^{-1}$ ) окиси азота протонными вспышками 12.07.1961 г. (1), 25.02.1969 г. (2), 04.08.1972 г. (3); при окислении  $\text{N}_2\text{O}$  на  $60^\circ$  (4), и  $80^\circ$  (5) широты летом и на  $60^\circ$  летом (6) [Johnston et al., 1979] и галактическими космическими лучами (7-минимум, 8-максимум солнечной активности [Jackman et al., 1980].

Рисунок 1.2 иллюстрирует скорость образования окиси азота солнечными протонными вспышками 12 июля 1961 г. (0,06 эрг/ $\text{см}^2 \text{ с}$ ), 25 февраля 1969 г. (0,04 эрг/ $\text{см}^2 \text{ с}$ ) и 4 августа 1972 г. (7 эрг/ $\text{см}^2 \text{ с}$ ), ГКЛ в минимуме и максимуме активности, а также при окислении  $\text{N}_2\text{O}$  (летом на  $60^\circ$  и  $80^\circ$  N). Продолжительность образования  $\text{NO}$  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  $\text{NO}$  в мезосфере со скоростью  $\sim 2 \cdot 10^2 \text{ см}^3/\text{с}$ , заметно превышающей среднюю (постоянную) скорость образования  $\text{NO}$ .

при окислении  $\text{N}_2\text{O}$  в стратосфере ( $45/\text{см}^3\text{с}$ ). Вспышка 25 февраля 1969 г., еще меньшая по интенсивности, сильнее влияла на глобальный баланс NO, поскольку создавала NO в стратосфере, где время жизни ее больше. Исключительная по интенсивности вспышка 4 августа 1972 г. имела максимальную скорость образования NO в стратосфере  $\sim 6 \cdot 10^4/\text{см}^3\text{с}$ , 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  $0,5 \text{ эрг}/\text{см}^3$  [Reagan et al., 1981].

Оценки показывают, что во время сильных СПС количество образовавшихся ионных пар одним событием превышает соответствующее количество, образованное галактическими лучами за год.

В таблице 1.1 из работы [Bauer, 1979] приведены сведения о полной 22ионизации, созданной наиболее сильными за период 1955-1975 гг. протонными вспышками, и о количестве образованных ими молекул NO и OH в атмосфере на широтах  $\phi > 65^\circ$ .

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 случаев с 1956 г. по 2006 г. 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.

**Образование NO и OH солнечными протонными вспышками  
в период 1955-1975 гг. [Bauer, 1979]**

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

Примечание: \* две разные оценки

## 1.2. Солнечные протонные вспышки и химический состав

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

Действие всех этих причин сводится к двум механизмам: 1) прямое разрушение (и образование) озона диссоциирующей озон УФ-радиацией  $\lambda < 3068 \text{ \AA}$ , 2) образование химических веществ, влияющих на глобальный баланс озона: а) источников озона (атомарного кислорода под воздействием, главным образом, диссоциирующей молекулярный кислород радиации  $\lambda < 2424 \text{ \AA}$ ), в) стоков озона (соединений типа  $\text{NO}_x$  и  $\text{HO}_x$  под воздействием корпукул).

В обзорах [Репнев и Сперанский, 1990; Aikin, 1992] среди других тем обсуждались предварительные итоги исследований по названной проблеме. Приводились результаты, позволявшие утверждать, что влияние ГКЛ на образование нечетного азота ( $\text{NO}_x$ ) мало по сравнению с другими источниками [Nicolet, 1975]. Высыпания из магнитосферы Земли в авроральных зонах и в полярных шапках протонов и релятивистских электронов могут вызвать изменения состава мезосферы, но эти корпукулы непосредственно в стратосферу не проникают. В то же время протоны от особенно сильных солнечных вспышек 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. 1.3).

Следует заметить, что влияние солнечных космических лучей на озон до этого было косвенно обнаружено в работе [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  $\text{NO}_x$  в достаточном для изменения химии озона количестве [Mc Peters et al., 1981]. 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].

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  $\text{HO}_x$  в качестве источника изменения химии озона.

Значительные понижения озона на стратопаузе и в мезосфере наблюдались 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.

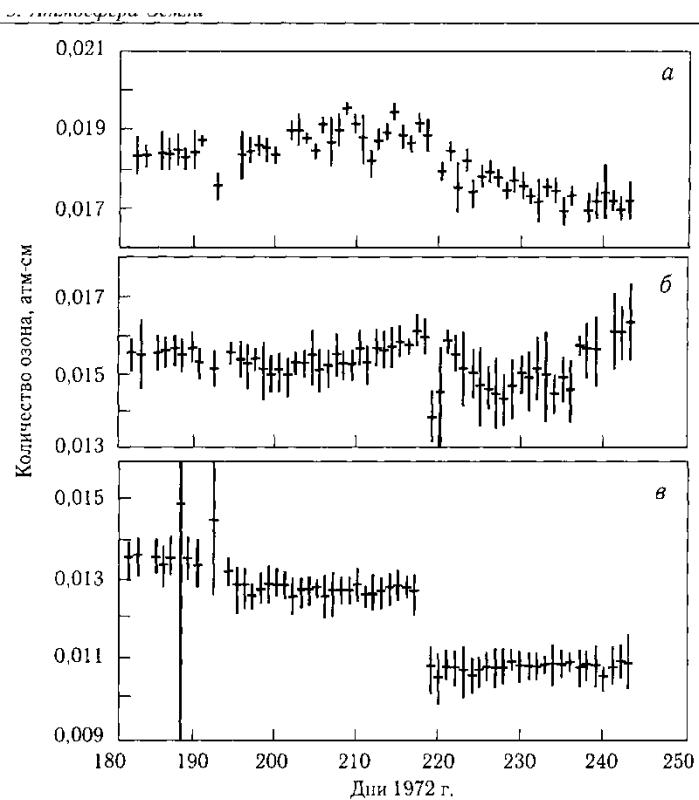


Рис. 1.3. Изменения содержания озона после протонной вспышки в августе 1972 г. для различных широт [Heath et al., 1977]: а)  $5^{\circ}$  ю.ш. –  $5^{\circ}$  с.ш.; б)  $55^{\circ}$  –  $65^{\circ}$  с.ш.; в)  $75^{\circ}$ - $80^{\circ}$  с.ш.

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

Постоянная времени разрушения нечетного водорода меняется от менее часа на высоте стратопаузы (июльский полдень на широте  $60^{\circ}$ ) до приблизительно суток близ 80 км. Таким образом, Н, OH и HO<sub>2</sub> 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  $\text{NO}_x$ . На уровне 45 км после небольшого начального подъема сумма плотностей  $\text{NO}$  и  $\text{NO}_2$  остается постоянной (при взаимном переходе одной в другую в суточном цикле). На уровне 70 км  $\text{NO}$  непрерывно растет, достигая максимума между 10 час и 1 сутками после начала вспышки. После прекращения вспышки  $\text{NO}$  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  $\text{NO}_x$  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 г. 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 годы. Вклад окисления  $\text{N}_2\text{O}$  атомами  $\text{O}({}^1\text{D})$  рассчитывался по обычной схеме. При расчете вклада солнечных протонных вспышек использовались данные эксперимента СРМЕ спутника IMP 8 для определения дифференциальных потоков протонов и альфа-частиц. На рисунке 1.4 [Vitt and Jackman, 1996] представлены полученные дифференциальные спектры энергий потоков протонов в спокойных условиях (290 день) и во время сильной протонной вспышки 19 октября 1989 г. (293 день, а также соответствующие скорости ионизации (Рис. 1.5). Потоки протонов во время вспышки выросли на 2-3 порядка. При этом возросла скорость ионизации (рис. 1.4 [Vitt and Jackman, 1996]). В таблице 1.2 представлен вклад от высыпаний  $\text{Nox}$  от высыпаний частиц.

Таблица 1.2.

**Вклад в стратосферу южного полушария NO<sub>x</sub>  
от высыпаний энергичных частиц (Гмоль) [Randall et al., 2005]**

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<sub>x</sub>, б) в третьем, четвертом, седьмом и восьмом столбцах дано общее число избыточных молекул NO<sub>x</sub> от высыпаний энергичных частиц, рассчитанное по средним (третий и седьмой столбцы) и максимальным (четвертый и восьмой столбцы) избыточным плотностям NO<sub>x</sub>, наблюдавшимся HALOE.

Как и в предыдущих исследованиях, было получено, что окисление N<sub>2</sub>O 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. 28 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<sub>2</sub>O, и составившее 16% от источника за счет переноса из средних широт [Vitt and Jackman, 1996].

Очень сильные СПС с 19 по 27 октября 1989 г. вызвали значительное повышение  $\text{HO}_x$  и  $\text{NO}_x$  в средней атмосфере. Измерений  $\text{HO}_x$  не проводилось, но рост  $\text{NO}$  наблюдался ракетными приборами в хорошем согласии с рассчитанным по схеме деградации энергии протонов. Двумерная модель имитации влияния  $\text{NO}_x$  предсказала понижение озона более чем на 2% на протяжении полутора лет после этих СПС [Jackman et al., 1995]. 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  $\text{NO}_x$  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  $\text{NO}_2$  нижней стратосферы, наблюдавшуюся прибором SAGE II в конце марта 1990 г.

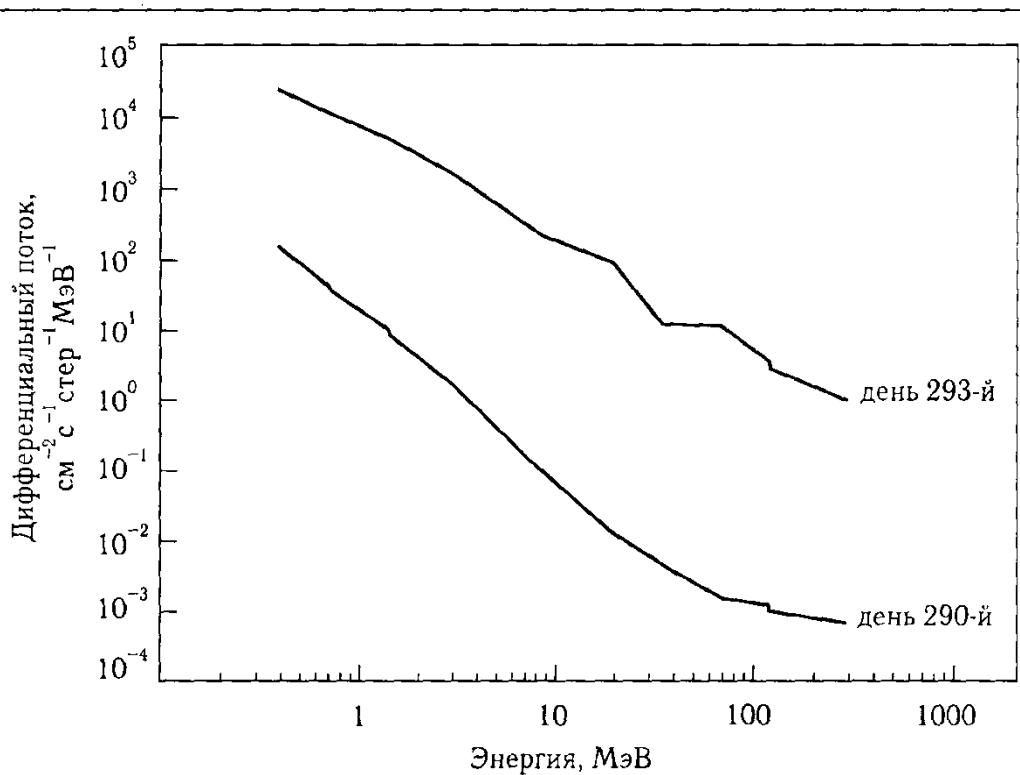


Рис. 1.4. Дифференциальный спектр потоков энергии протонов, полученный с использованием суточно осредненных скоростей счета протонов на спутнике IMP 8 в спокойных (290 день) условиях и во время сильного солнечного протонного события в октябре 1989 г. (293 день) [Vitt and Jackman, 1996].

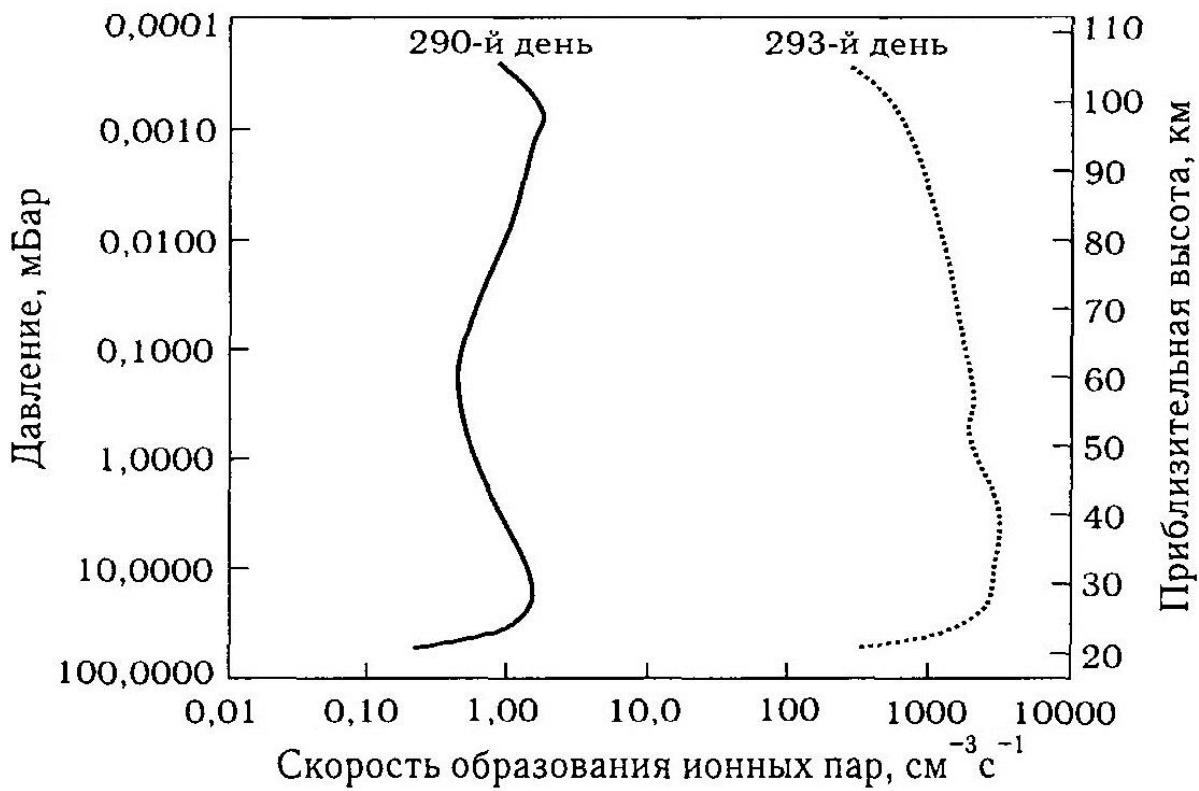


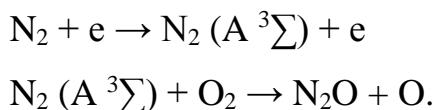
Рис. 1.5. Скорости образования пар ионов в спокойных условиях (290 день) и во время сильной протонной вспышки в октябре 1989 г. (293 день)  
[Vitt and Jackman, 1996].

Измерения малых газовых составляющих на высотах 6-68 км прибором MI-PAS на спутнике ENVISAT во время и после СПС октября-ноября 2003 г. позволили сделать вывод, что во время СПС возмущается не только содержание  $\text{HO}_x$  и  $\text{NO}_x$ , но и хлорных составляющих [Funke, 2011]. Усредненные по широтам к полюсу от 70°N отношения смеси  $\text{ClO}$  возросли до 0,2 ppbv и даже до 0,4 ppbv вочных условиях.  $\text{HOCl}$  выросла до более чем 0,3 ppbv выше 32 км. Это явилось косвенным свидетельством роста  $\text{HO}_x$  даже на таких малых высотах в результате воздействия СПС между 27 и 31 октября 2003 г. Одновременный рост  $\text{ClO}$  и  $\text{HOCl}$  указывает на разрушение  $\text{HCl}$  или в реакции с  $\text{OH}$  или через химию кластерных ионов. Это предстоит выяснить модельными экспериментами. Когда отношения смеси  $\text{HOCl}$  и  $\text{ClO}$  понизились в начале ноября (вероятно, из-за понижения  $\text{HO}_x$ ) появились большие количества  $\text{ClONO}_2$  (среднее по полярной шапке содержание

до 0,4 ppbv), свидетельствующие о переходе ClO в резервуар-ную 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° S.

Протонная активность Солнца в 23-м цикле активности анализировалась по данным спутников серии GOES [Криволуцкий 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. (см. Главу 2).

Все быстрые частицы (релятивистские электроны и протоны солнечных вспышек) не только создают NO в верхней атмосфере в результате прямой 31змензации и последующих процессов, но и образуют определенное количество N<sub>2</sub>O в процессе возбуждения N<sub>2</sub> вторичными электронами и реакции возбужденной молекулы с O<sub>2</sub>:



Дополнительно образованная закись азота превращается в NO при реакции с O(<sup>1</sup>D). За этот счет образование NO быстрыми частицами увеличивается более чем на 10%, причем 75% образования NO от дополнительного количества N<sub>2</sub>O приходится на высоты ниже 60 км, а 75% прямого образования — на высоты более 72 км, где сильнее фотодиссоциация NO [Prasad and Zipf, 1981].

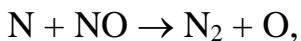
На истощение озона в конце марта 1990 г. сильнее чем СПС, могло повлиять различие между зимами 1986-1987 гг. и 1989-1990 гг. Более холодная зима 1989-1990 гг. могла привести к большему истощению озона этой зимой из-за влияния гетерогенных реакций, что должно быть исследовано. Наиболее важны из этих реакций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



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



и последующий за ним



т.е. сохранялось большее количество NO<sub>y</sub>.

14-16 июля имело место третье по величине за последние 30 лет солнечное протонное событие [Jackman et al., 2000, Krivolutsky, 2001]. Временная эволюция роста NO и NO<sub>2</sub> в северных полярных широтах во время события была зарегистрирована прибором HALOE UARS. Обнаружено увеличение мезосферного NO<sub>x</sub> более чем на 50 ppbv. Данные измерений HALOE UARS и SBUV/2 NOAA 14 показали кратковременное (около суток) понижение содержания озона в средней мезосфере более чем на 70%, вызванное действием HO<sub>x</sub> и более длительное (до нескольких суток — в верхней стратосфере (до 9%), вызванное действием NO<sub>x</sub>. Впервые три составляющие: NO, NO<sub>2</sub>, O<sub>3</sub> 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. Потоки протонов измерялись на NOAA GOES-10 в нескольких интервалах энергий от >1 МэВ до >100 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<sub>x</sub> и O<sub>3</sub> на 65° N на уровне ~0,3 гПа (в стратосфере и нижней мезосфере) близки, выше (в средней и верхней мезосфере) модель дает большие изменения.

Согласно результатам фотохимического моделирования во время СПС 14 июля 2000 г. концентрация OH возросла на ~400% на 70°N через сутки после начала СПС, NO выросла на ~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 мезосфере). Это нашло подтверждение в данных прибора HALOE. Именно такого порядка изменения в профиле O<sub>3</sub> 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. По наблюдениям прибора HALOE на UARS NO<sub>x</sub>=NO + NO<sub>2</sub> увеличился более чем на 20 ppbv в полярной нижней мезосфере южного полушария.

Наибольшее число СПС пришлось на период 2000-2003 гг. Огромные потоки 33 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<sub>x</sub> (H, OH, HO<sub>2</sub>) и NO<sub>y</sub> (N, NO, NO<sub>2</sub>, NO<sub>3</sub>, N<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, HNO<sub>3</sub>, HO<sub>2</sub>NO<sub>2</sub>, ClONO<sub>2</sub>, BrONO<sub>2</sub>).

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<sub>x</sub>(NO + NO<sub>2</sub>) с 25 октября по 14 ноября 2003 г. были первыми глобальными измерениями NO<sub>x</sub>, 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<sub>x</sub> 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<sub>x</sub>, так и NO<sub>x</sub>, но с различными временными масштабами. Арктический озон нижней мезосфера (верхней стратосферы) был понижен на 50-70% (30-40%) в течение двух недель после СПС. В Антарктике понижение содержания озона было меньшим. После локально образованного повышения NO<sub>x</sub> в арктической средней и верхней стратосфере и в мезосфере большие количества NO<sub>x</sub> наблюдались до конца декабря. Повышение резко уменьшилось при стратосферном потеплении в середине декабря. С середины января по конец марта MIPAS измерил экстраординарно высокие содержания NO<sub>2</sub> 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 1750К [López-Puertas et al., HNO<sub>3</sub>, N<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, and ClONO<sub>2</sub> enhancements after the October- November 2003 solar proton events; López-Puertas et al., The stratospheric and mesospheric NO<sub>y</sub> in the 2002-2004 polar winters as measured by MIPAS/ENVISAT].

Мониторинг роста NO<sub>2</sub> 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<sub>2</sub> 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<sub>2</sub> и озона после событий обнаружил сильную отрицательную корреляцию. Отмечается интересная особенность поведения озона на высотах 60-75 км: рост после СПС (дни 311-340). Причиной является, по-видимому, восстановление существующего в высокоширотной мезосфере третичного максимума озона.

Спутниковые наблюдения выявили необычное повышение NO<sub>x</sub> и понижение озона в полярной стратосфере весной 2004 г. в отсутствии солнечных протонных событий. Так прибор FTS на SciSat-1 зафиксировал отношение смеси NO<sub>x</sub> 1,3 ppmv

в нижней полярной мезосфере (на высоте 55 км и 80°N) в середине февраля 2004 г. при типичном значении 6 ppbv. Прибор HALOE измерил значение NO<sub>x</sub> около 40 ppbv на высоте 40 км в начале апреля [Semeniuk et al., 2005].

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 Криволуцкий, 2010]. Там же приводятся также результаты сравнения модельных расчетов с новыми данными о химическом составе.

В цикле работ [Шумилов и др., 1991; 1996; 1997; Shumilov et al., 1992; 1995] приводятся данные высокоширотных наблюдений общего содержания озона (OCO) во время 4 солнечных протонных событий (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 оценки 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 около 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.

Исключительно интересными представляются результаты ракетных измерений параметров средней атмосферы, проведенных во время СПС в октябре 1989 г.

в средних широтах ( $40\text{-}60^\circ$ ) южного полушария [Задорожный и др., 1992а; 1992б; Zadorozhny et al., 1994]. Было обнаружено сильное увеличение плотности числа ионов выше 30 км и концентрации окиси азота выше 40 км (с максимумом  $\sim 2 \cdot 10^9 \text{ см}^{-3}$  на 45-55 км). Концентрация озона выше 35 км понизилась с максимальным эффектом в 20-25% на  $\sim 50$  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  $\sim 58$  км. Если результаты, полученные по озону, окиси азота, концентрации ионов и температуре качественно согласуются с существующими фотохимическими концепциями влияния СПС на среднюю атмосферу, то охлаждение стратопаузы было большим, чем предсказывают теоретические модели ( $\sim 4\text{-}8 \text{ К}$ ) [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 требует дальнейших исследований. Приведенные выше результаты позволяют утверждать, что заметного изменения озона после СПС можно ожидать и в средних широтах.

Что касается работ по численному моделированию, то они продолжались в рамках “традиционного” подхода с учетом гомогенной химии  $\text{NO}_y$ ,  $\text{HO}_y$  и  $\text{O}_3$ . 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 катализических циклов  $\text{HO}_x$  ( $\text{H, OH, HO}_2$ ) и  $\text{NO}_x$  ( $\text{N, NO, NO}_2$ ) разрушения озона в течение 1963-1984 гг. Показано, что хотя во время некоторых СПС количество  $\text{HO}_x$  сильно увеличивается, время жизни  $\text{HO}_x$  очень мало – порядка часов в средней атмосфере. Что касается  $\text{NO}_x$ , 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 вели-

чине 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% .

В работе [Деминов и др., 1989] рассматривался эффект солнечных протонных вспышек 2 сентября 1971 г. и 4 августа 1972 г. Учитывалось влияние на озон как  $\text{NO}_x$  так и  $\text{HO}_x$ . Рассчитанный эффект составил  $\sim 20\%$  для уменьшения содержания озона на высотах 40-45 км и  $\sim 5^\circ$  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  $\text{NO}_y$  и их 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  $\text{NO}$  должно было увеличиться в 20 раз вблизи 60 км при увеличении содержания в вертикальном столбе на 55%. Уменьшение озона должно было составить  $\sim 20\%$  вблизи 40 км, а охлаждение атмосферы –  $3-3,5^\circ$ . 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-слое ионосферы исследовалось с использованием одномерной ионно-фотохимической модели газового состава атмосферы, описывающей образование D-слоя [Озолин и др., 2009]. Расчеты показали, что СПС привело к значительному увеличению  $\text{NO}_x$  в мезосфере полярных широт. В нижней мезосфере отношение смеси  $\text{NO}_x$  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  $\text{HO}_x$  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  $75^\circ\text{S}$  и на 70% на тех же высотах на  $70^\circ\text{N}$  Результаты модели хорошо согласуются

с данными спутниковых измерений. Важным недостаточно 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”, радиоизлучение 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 (около 14 DU) получена на широте 65°N для СПС 1972 г. при пренебрежимом эффекте (~2 DU) на 45°N. Влияние галактических космических лучей 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 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 состояние средней атмосферы исследовалось с помощью разработанной в Центральной аэрологической обсерватории одномерной фотохимической модели [Криволуцкий и др., 1997], результаты изложены в серии статей [Krivolutsky, 2001; Криволуцкий и др, 2004; Krivolutsky et al., 2003; 2006, 2008].

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 шап-

ками. Основной всплеск интенсивности начался около 14 часов UT 6 ноября. Резкое, почти линейное во времени возрастание, длившееся около 3 часов, сменилось затем продолжавшимся несколько суток спадом экспоненциального характера.

Расчеты проводились для условий южной полярной атмосферы, зенитный угол Солнца при этом полагался равным  $60^\circ$ . Максимальная скорость ионизации приходится на нижнюю мезосферу, второй 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  $\text{NO}_x$ . К концу вторых суток после начала протонного события концентрация молекул  $\text{NO}$  в результате накопления превышала фоновые значения в 6 раз на высотах максимума ионообразования и затем уменьшение избыточной концентрации происходило очень медленно вследствие больших времен жизни молекул семейства  $\text{NO}_x$  в нижней мезосфере. Одновременно происходил турбулентный перенос  $\text{NO}_x$  в стратосферу и разрушение озона на высотах его максимального содержания.

Как и следовало ожидать, прямое влияние СКЛ на содержание молекул нечетного водорода,  $\text{HO}_x$ , оказалось кратковременным (вследствие относительно малых времен жизни молекул этого семейства) и локализованным на высотах максимума скорости ионообразования. Во время максимальной фазы протонного события концентрация  $\text{HO}_x$  выросла здесь на 8% и упала практически до фоновых значений сразу после спада интенсивности СКЛ. Эффект понижения концентрации озона избыточным  $\text{HO}_x$  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. В работе [Krivolutsky et al., 2005] была показана реакция озона на эти вспышки.

Оказалось, что, несмотря на то, что потоки протонов и вызванная ими изменение 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.

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  $507 \pm 21$  км с наклонением плоскости орбиты  $82,5^\circ$ ) и американского ИСЗ GOES-10 (орбита на высоте 35800 км). Влияние дополнительной ионизации солнечными протонами на  $\text{HO}_x$ ,  $\text{NO}_x$  и  $\text{O}_3$  рассчитывалось с помощью одномерной фотохимической модели ЦАО [Криволуцкий и др., 2001].

Максимальные значения ионизации, вызванные торможение 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. [Криволуцкий и др. 2004; Krivolutsky et al. 2006].

Реакция не только озона (см. Главу 3), но также ветра и температуры (см. Главу 4) на СПС 14 июля 2000 г. исследовалась с помощью модели общей циркуляции и трехмерной глобальной фотохимической модели химии и переноса [Krivolutsky et al., 2006].

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. Были обнаружены три области изменений в высоких широтах северного полушария. Первая расположена между 40 и 75 км и обнаруживает выхолаживание около  $10^{\circ}$  в максимуме. Вторая выше 80 км показывает нагрев, достигающий  $20^{\circ}$ . Следует отметить, что эта область распространяется в более низкие широты (до  $30^{\circ}$  N). Наконец, некоторый нагрев получен выше 100 км. Анализ температурных данных HALOE в период СПС подтвердил наличие слоистой структуры разности температур между возмущенными СПС и невозмущенными днями. Изменения профилей температуры подобны, полученным в модели (см. Главу 4). Нижняя область находит естественное объяснение в истощении озона и меньшем поэтому нагреве УФ-радиацией над летним северным полюсом. Вочной полярной области никаких 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 подтвердились расчетами. Расчеты показали изменение скорости зонального ветра после СПС (18 июля) на  $60^{\circ}$ 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 вблизи уровня 70 км. Максимально оно на  $60^{\circ}$ - $70^{\circ}$  с.ш., 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 естественным предположить, что изменение озона и циркуляции повлияют на атмосферные приливы. Расчеты показали 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 обнаружило впервые новые эффекты, вызванные в атмосфере СПС 14 июля 2000 г. (см. Главу 4).

Влияние на динамику южной и северной полярной областей энергичных электронов и протонов во время геомагнитной бури в октябре-ноябре 2003 г. рассмотрено также 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 мезопаузы 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 уровнями. Вертикальное разрешение модели менялось от  $\leq 1,5$  км между поверхностью и 25 км, до

2 км на стратопаузе, от 3,5 км в мезосфере до половины локальной высоты однородной атмосферы выше мезопаузы. 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 со временем температуры поверхности моря, 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°-90° N и 60°-90°S геомагнитной широты).

Исследовались последствия четырех самых сильных вспышек периода с 1963 по 2005 г. Это СПС октября 1989 г. (расчеты проведены для периода 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.). Особенno подробно изучены и сопоставлены с имеющимися измерениями приборами HALOE и MIPAS рассчитанные моделью изменения NO<sub>x</sub>, O<sub>3</sub>, HNO<sub>3</sub>, N<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 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<sub>x</sub> и уменьшения озона. Однако существует некоторое несоответствие модели и наблюдений в отношении роста HNO<sub>3</sub>, HOCl, ClO, ClONO<sub>2</sub> и N<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, которое наблюдается на меньших высотах, чем это получается в модели [Funke et al, 2011].

Воздействие на полярную область можно суммировать следующим образом:

- 1.. NO<sub>x</sub> (NO + NO<sub>2</sub>) в мезосфере возрастает более чем на 50 ppbv, а мезосферный озон уменьшается более чем на 30% во время этих больших СПС, 2) NO<sub>x</sub> 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  $\text{HNO}_3$ ,  $\text{HOCl}$ ,  $\text{ClO}$ ,  $\text{ClONO}_2$  и  $\text{N}_2\text{O}_5$  однако модельные результаты предполагают влияние СПС на больших высотах, чем показали измерения в период СПС октября-ноября 2003 г.

С использованием измерений OH прибором MLS на спутнике Aura и O<sub>3</sub> прибором GOMOS на спутнике Envisat а также одномерной модели ионной и нейтральной химии SIC исследованы изменения нечетного водорода и озона в мезосфере во время солнечного протонного события 15-27 января 2005 г. [Verronen et al. 2006]. Уникальные измерения OH позволили впервые непосредственно проверить теорию образования HO<sub>x</sub>, учитывающую сложную ионную химию с участием кластеров и отрицательных ионов.

Измерения MLS показали рост концентраций OH более чем на 100% около стратопаузы и до порядка величины в средней мезосфере после начала события. Данные 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 OH во время СПС появляется при фотодиссоциации HNO<sub>3</sub>, образуемой при ионно-ионных рекомбинациях в течение всех суток. Поскольку ночью существенных потерь не происходит концентрация HNO<sub>3</sub> растет до рассвета после чего высвобождается OH. Таким образом HNO<sub>3</sub> служит ночным резервуаром HO<sub>x</sub>. Согласно модели около 30% образования HO<sub>x</sub> приходится на фотодиссоциацию HNO<sub>3</sub> в условиях высокой ионизации. Использование постоянного в течение суток числа частиц нечетного водорода на акт ионизации ( $P_{\text{HOx}}/Q$ ) может приводить к занижению концентраций HO<sub>x</sub> и результирующего понижения озона. Влияние HNO<sub>3</sub> на образование HO<sub>x</sub> наиболее важно зимой, когда зенитные углы Солнца велики. На летнем полюсе, когда радиация присутствует большую часть суток, HNO<sub>3</sub> фотодиссоциирует более постепенно и предположение о постоянном  $P_{\text{HOx}}/Q$  дает лучшие результаты.

Обобщение современных спутниковых наблюдений влияния космических факторов на процессы в озонасфере Земли проведено в монографии [Криволуцкий, Репнев, 2009]. Рассмотрены физические механизмы образования озонаактивных 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.

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. Влияние долговременных вариаций потоков высыпающихся релятивистских электронов исследовалось в работах Каллиса и др. [Callis, Baker, et al., 1991; Callis, Boughner, et al., 1991; Callis, et al., 1996; 1998; 2001; 2002].

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

### 1.3. Заключение к Главе 1

Таким образом, по результатам данного обзора можно сделать вывод о том, что в настоящее время накоплен достаточно большой массив спутниковых данных, свидетельствующий о реакции озона и других малых газовых составляющих на воздействие корпускулярных потоков (также регистрируемых приборами, установленными на спутниках). Следует отметить, что без учета воздействия корпускул на фотохимическую систему атмосферы (в первую очередь полярной) невозможно правильно интерпретировать 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 расхождения, требующие дальнейших усилий.

Новым средством, которое позволяет детально исследовать пространственно-временную структуру отклика озона и других малых газовых составляющих (включая состав нижней ионосферы) под влиянием СПС (и провести сопоставление с наблюдениями), а также вызванные этими изменениями последствия для состояния термодинамического режима, являются численные модели. В решении перечисленных задач автор видел цель настоящей работы.

Вне рамок обзора осталось моделирование воздействия СПС на нижнюю ионосферу (область D) (см. [Ondrášková, 1993; Ondrášková et al., 2002; 2003; 2008; Krivolutsky et al., 2002; Озолин и др., 2009]. Этот вопрос освещен в Главе 2.

Другим актуальным направлением исследований, оставшимся вне рассмотрения, является изучение возможных механизмов воздействия заряженных частиц на климат (через воздействие на облачность, аэрозоль, изменение циркуляции, альбедо и, возможно, через озон [Мустель, 1968; Сazonov 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; Миронова и Пудовкин, 2005; Mironova et al., 2010; Veretenenko and Thejll, 2010]. Обзор опубликованных работ пока свидетельствует о том, что исследование соответствующих механизмов является чрезвычайно сложной задачей и потребует дальнейших усилий.

## ГЛАВА 2. ПРОТОННАЯ АКТИВНОСТЬ СОЛНЦА В 23-ЕМ ЦИКЛЕ ЕГО АКТИВНОСТИ. ИЗМЕНЕНИЯ В ОЗОНОСФЕРЕ И НИЖНЕЙ ИОНОСФЕРЕ (ОДНОМЕРНОЕ ФОТОХИМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ)

В настоящей Главе представлены результаты анализа протонной активности Солнца в 23-ем цикле, выбраны наиболее мощные СПС (Солнечные Протонные События), выполнен расчет ионизации атмосферы для  $70^{\circ}$  с.ш. Для расчетов были использованы спутниковые измерения (GOES) потоков протонов в различных каналах энергий. С помощью фотохимического моделирования получена пространственно-временная структура отклика малых газовых составляющих атмосферы (оzone и других), выявлены наиболее сильные озоноразрушающие СПС 23-го цикла активности Солнца.

### 2.1. Характеристики активности Солнца в 23-ем цикле

Для иллюстрации протонной активности Солнца были использованы измерения интенсивности солнечных протонов в интегральных каналах  $>1$ ,  $>10$ ,  $>100$  МэВ на ИСЗ серии GOES ([sec.noaa.gov](http://sec.noaa.gov)) за период 1994-2005 гг. Были рассчитаны временные ряды двух введенных индексов: плотности потока энергии солнечных протонов в интервале 1 – 100 МэВ и средней энергии протонов в этом же интервале. Результаты представлены на рисунках 2.1 и 2.2. Первая характеристика свидетельствует о мощности события, вторая – о жесткости энергетического спектра. Согласно приведенным, рисункам максимум протонной активности Солнца приходится на 2000 – 2001 годы. Энергетически наиболее мощным событием была вспышка 14 июля 2000г. По данным на рис. 2.2 вспышка 4 ноября 2001 года выделяется жестким энергетическим спектром протонов при меньшей, чем 14.07.2000,

мощности потоков (рис. 2.1 и 2.3). Можно ожидать, что протоны этого СПС привнесли свою энергию в более глубокие слои земной атмосферы. На рис. 2.3 представлены также плотность потоков энергии протонов в линейном масштабе.

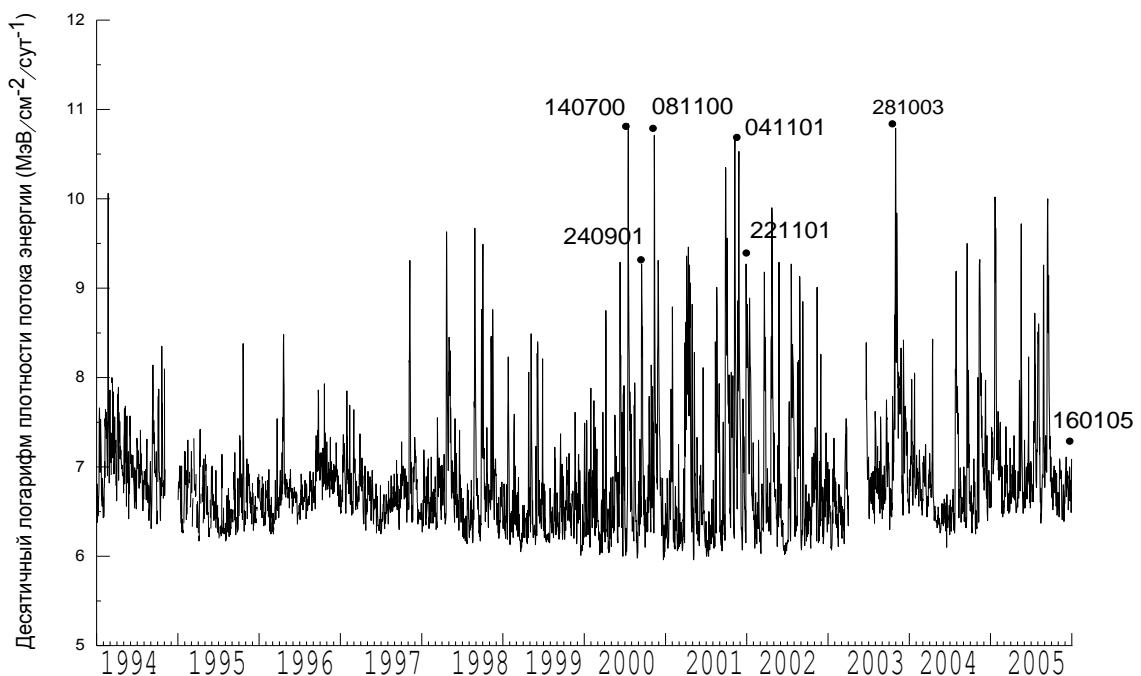


Рис. 2.1. Среднесуточные значения плотности потока энергии солнечных протонов в диапазоне энергий 1-100 МэВ в 1994-2005 гг. в логарифмическом масштабе [Криволуцкий и др., 2008]

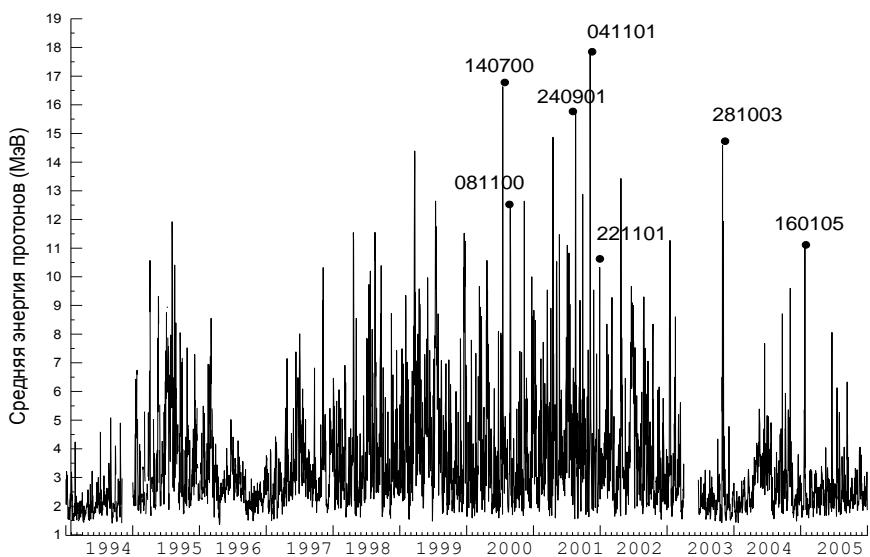


Рис. 2.2. Среднесуточные значения средней энергии солнечных протонов в диапазоне 1-100 МэВ в 1994-2005 гг. [Криволуцкий и др., 2008]

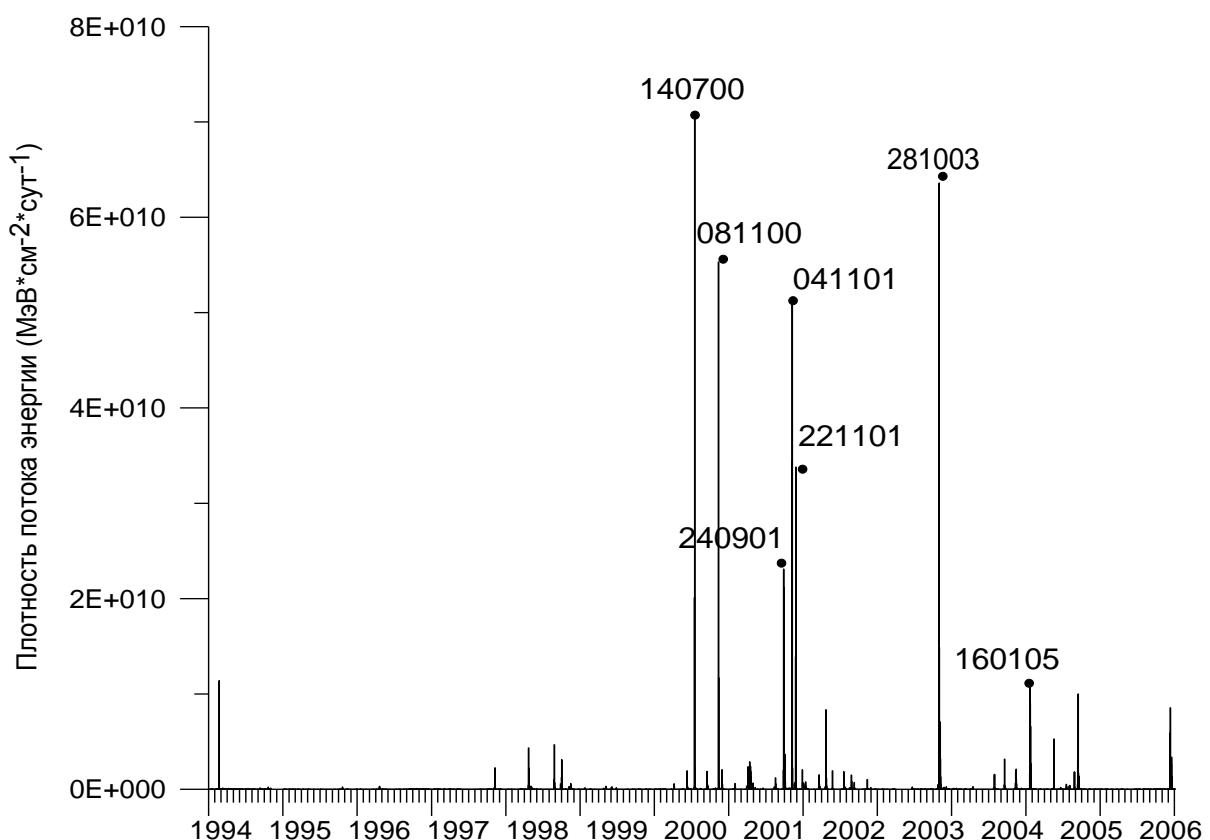


Рис. 2.3. Среднесуточные значения плотности потока энергии солнечных протонов в диапазоне энергий 1-100 МэВ в 1994-2005 гг. в линейном масштабе [Криволуцкий и др., 2008]

В таблице 2.1 приведены радиационные параметры каждого СПС с наиболее высокими полными потоками протонов  $I$  и потоками энергии  $W$  за событие, начало регистрации протонов  $t_0$ , время регистрации максимума  $t_m$ , поток протонов в максимуме события с  $E_p > 10$  МэВ —  $I_m$ , показатель интегрального спектра —  $\gamma_m$ . В Таблице 2.1 приводятся также данные о вспышке — источнике СКЛ: время начала вспышки, ее гелиокоординаты и балл.

В период 1997-2006 гг. было зарегистрировано 117 сильных СПС ( $I_m > 1 \text{ см}^{-2}\text{с}^{-1}\text{ср}^{-1}$ ) в максимуме события для протонов с энергией больше 10 МэВ. Для наиболее значительных СПС были предварительно рассчитаны основные радиационные характеристики каждого события: средний спектральный индекс  $\gamma$ , в представлении спектра в виде  $E^{-\gamma}$ , полный поток протонов за все событие —  $I$ ,  $\text{см}^{-2}$ , привнесенный протонами поток энергии —  $W$ , МэВ  $\text{см}^{-2}$ . Из проведенного анализа следует, что в текущем 23 цикле максимальные значения параметров  $I$  и  $W$  зарегистрированы не только в эпоху максимума 2000 — 2001 года (июль и ноябрь), но и на фазе спада 23 цикла вплоть до эпохи минимума.

Таблица 2.1

### Наиболее мощные события СКЛ 23 цикл. [Криволуцкий и др., 2008]

$t_0$ Дата Час	$t_m$ Дата Час	$I_m$ $\text{см}^{-2}\text{с}^{-1}\text{ср}^{-1}$	$\gamma$	$I$ $\text{см}^{-2}$	$W$ МэВ $\text{см}^{-2}$	Начало UT	$\varphi^0\lambda^0$ Балл
1997 6.11 17	6.11 17	$8.5 \cdot 10^2$	1.3	$8.9 \cdot 10^8$	$3.9 \cdot 10^{10}$	6.11	S18W63
6.11 14	7.11 00	$1.0 \cdot 10^3$	1.4	$1.0 \cdot 10^9$	$3.5 \cdot 10^{10}$	11:22	2B/X9.4
1998 20.04 11	21.04 14	$5.8 \cdot 10^3$	3.1	$5.1 \cdot 10^9$	$8 \cdot 10^{10}$	20.04 09:38	S25W90 M 1.4
2000 14.07 09	15.07 12	$4.9 \cdot 10^4$	3.6	$8.7 \cdot 10^9$	$1.2 \cdot 10^{11}$	14.07 10:03	N22W07 3B/X5.7
2000 8.11 23	9.11 07	$1.0 \cdot 10^4$	2.3	$5.1 \cdot 10^9$	$9.0 \cdot 10^{10}$	8.11 22:40	N20W66 1F/M7.4

2001 24.09 12	25.09 09	$2.4 \cdot 10^3$	2.4	$3.4 \cdot 10^9$	$5.8 \cdot 10^{10}$	24.09 09:32	S16E23 2B/X2.6
2001 4.11 16	6.11 00	$2.3 \cdot 10^4$	3.6	$9.2 \cdot 10^9$	$3.2 \cdot 10^{11}$	4.11 16:03	N06W18 3B/X1.8
2002 21.04 01	21.04 10	$2.0 \cdot 10^3$	3.1	$1.4 \cdot 10^9$	$5.7 \cdot 10^{10}$	21.04 00:43	S14W84 1F/X1.5
2003 28.10 11	29.10 04	$2.6 \cdot 10^4$	2.1	$6.0 \cdot 10^9$	$8.8 \cdot 10^{10}$	28.10 09:51	S16E08 4B/X17.2
2003 29.10 21	29.10 23	$2.2 \cdot 10^3$	1.7	$1.0 \cdot 10^9$	$2.4 \cdot 10^{10}$	29.10 20:37	S15W02 2B/X10
2005 16.01 01	17.01 17	$3.9 \cdot 10^3$	3.2	$1.8 \cdot 10^9$	$3.1 \cdot 10^{10}$	15.01	N14W08
						22:25	3B/X26
						17.01	N15W26
						06:59	2F/X3.8
						20.01	N12W58
2005 07.09 21	11.09 04	$1.7 \cdot 10^3$	3.6	$1.1 \cdot 10^9$	$1.3 \cdot 10^{10}$	06:36	2B/X7.1
						07.09	S06E89
						17:17	3B/X17
						09.09	S10E58
						19:13	2BX6,2

Из таблицы 2.1 видно, что наиболее мощными оказались события от вспышек, близких к центральному меридиану с высокими рентгеновскими баллами ( $\varphi$  не превышает  $25^\circ$  как в северной, так и в южной полусферах Солнца). При этом источниками большей части СКЛ были протонные вспышки западного полушария Солнца и только 4 СКЛ зарегистрированы от вспышек восточного полушария Солнца. Наибольшее число мощных СПС наблюдалось от вспышек южного полушария Солнца. Методика анализа описана в работах [Переяслова, Назарова, 2003; Переяслова и др., 2005].

Анализ характеристик сильных СПС показал, что 37% СПС (43 из 117) содержат протоны с энергиями больше 100 МэВ. Основной особенностью практически всех спектров является «излом» спектра — чаще в энергетическом интервале около

10 – 30 МэВ. В области «излома» величина спектрального индекса  $\gamma$  изменяется: для энергий меньше 10 МэВ, как правило,  $\gamma < 1$ , тогда как при энергии больше 10 МэВ  $\gamma > 1$ . В интервале 1–9 МэВ поток энергии  $W$  по величине примерно того же порядка, что и в диапазоне 10 – 100 МэВ. Длительность большинства СПС превышала 100 часов. Данные о протонной активности, приведенные в Таблице 1, позволяют выделить три наиболее интенсивные (по разным параметрам) СПС 23-го цикла активности Солнца: 14.07.2000; 04.11.2001; 28.10.2003.

## 2.2. Сравнение радиационных характеристик СКЛ текущего 23 цикла и трех предыдущих циклов активности Солнца

Для оценки основных радиационных характеристик текущего 23 цикла по сравнению с аналогичными характеристиками предыдущих трех циклов солнечной активности (20, 21, 22) использована методика совмещения начала всех циклов и их разделение на 12-месячные интервалы. В каждом интервале просуммированы радиационные параметры зарегистрированных событий. В Таблице 2.2 представлены данные для основных радиационных параметров: потока протонов  $I$ ,  $\text{см}^{-2}$ , и потока энергии  $W$ ,  $\text{МэВ см}^{-2}$ , число зарегистрированных СПС ( $n$ ) и средний спектральный индекс  $\gamma$  для каждого рассматриваемого интервала за период времени с начала 23 цикла солнечной активности до 2006 года.

Таблица 2.2

### **Параметры СПС по интервалам с 1.10.1996 по 30.11.2006 [Криволуцкий и др., 2008]**

№ интервала	Поток протонов	Спектральный индекс	Поток энергии	Число событий
-------------	-------------------	------------------------	------------------	------------------

1	0	-	0	0
2	$8.9 \cdot 10^9$	$2.1 \pm 0.2$	$1.9 \cdot 10^{11}$	15
3	$3.6 \cdot 10^8$	$2.6 \pm 0.2$	$7.5 \cdot 10^9$	12
4	$8.9 \cdot 10^9$	$2.9 \pm 0.3$	$1.2 \cdot 10^{11}$	14
5	$9.5 \cdot 10^9$	$2.4 \pm 0.2$	$1.6 \cdot 10^{11}$	22
6	$1.2 \cdot 10^{10}$	$3.2 \pm 0.2$	$4.0 \cdot 10^{11}$	23
7	$1.0 \cdot 10^8$	$2.5 \pm 0.6$	$1.9 \cdot 10^9$	6
8	$8.4 \cdot 10^9$	$3.0 \pm 0.2$	$1.4 \cdot 10^{11}$	12
9	$4.2 \cdot 10^9$	$2.8 \pm 0.3$	$6.3 \cdot 10^{10}$	12
10	$9.0 \cdot 10^5$	-	$3.5 \cdot 10^7$	1

Аналогичный анализ радиационных параметров проведен для 20, 21 и 22 циклов СА. В таблице 2.3 приводятся величины  $I_{\text{п}}$ ,  $W_{\text{п}}$ ,  $n_{\text{спс}}$ , просуммированные за десять 12-месячных интервалов для каждого цикла СА, отсчитываемых от их начала, а также усредненные величины параметров –  $I_{\text{ср}}$ ,  $W_{\text{ср}}$  и  $\gamma_{\text{ср}}$  для одного события.

Из табл. 2.2 и 2.3 видно, что величины суммарных радиационных параметров 23 цикла превосходят аналогичные величины 21 цикла и примерно в 5 раз меньше, чем соответствующие параметры 22 цикла. Параметры  $I$  и  $W$  одиночного события

23 цикла меньше, чем параметры 22 цикла в 4.3 и 5.1 раз, соответственно. Число СПС в 23 цикле несколько меньше, чем в 22 цикле.

В нечетном 23 цикле за период с ноября 1996 года по декабрь 2006 г. суммарные значения  $I$  и  $W$  выше, чем за весь нечетный 21 цикл солнечной активности. Для сравнения суммарных значений радиационных параметров  $I$  и  $W$  для протонов с  $E_p \geq 10$  МэВ в Таблице 2.3 приведены суммарные величины  $I$  и  $W$ , средние величины параметра солнечной активности  $R_z$  и длительности по времени каждого цикла солнечной активности.

Таблица 2.3

**Значения суммарных величин по 10 интервалам для циклов СА  
[Криволуцкий и др., 2008]**

Параметры	20 цикл	21 цикл	22 цикл	23 цикл 10.96–01.12.2006
$I_{\pi} \text{ см}^{-2}$	$1.04 \cdot 10^{11}$	$2.2 \cdot 10^{10}$	$2.4 \cdot 10^{11}$	$5.2 \cdot 10^{10}$
$W_{\pi}, \text{ МэВ см}^{-2}$	$2.9 \cdot 10^{12}$	$2.8 \cdot 10^{11}$	$6.1 \cdot 10^{12}$	$1.1 \cdot 10^{12}$
$n_{\text{СПС}}$	141	148	128	117
$I_{\pi}/n_{\text{СПС}}$	$7.7 \cdot 10^8$	$1.5 \cdot 10^8$	$1.9 \cdot 10^9$	$4.4 \cdot 10^8$
$W_{\pi}/n_{\text{СПС}}$	$2.1 \cdot 10^{10}$	$1.9 \cdot 10^9$	$4.8 \cdot 10^{10}$	$9.4 \cdot 10^9$
$\gamma_{\text{ср}}$	$2.1 \pm 0.1$	$2.5 \pm 0.1$	$2.5 \pm 0.1$	$2.7 \pm 0.1$
Длительность, мес.	140	123	121	123
$R_z$ ср	60	81	79	66

Как следует из данных табл. 2.3, при незначительной разнице в величинах  $R_z$  суммарные  $I$  и  $W$  меняются по циклам в десятки раз. Суммарные значения величин  $I$  и  $W$  максимальны в период 22 цикла, а минимальны – в период 21 цикла. Таким образом, по всем радиационным параметрам самым мощным остается 22 цикл.

Следует отметить также, что в 23-м цикле общее число наблюдаемых СПС меньше, но увеличилась длительность по времени наблюдаемых событий для протонов с энергией  $E_p > 10$  МэВ.

В 23 цикле по сравнению с предыдущими 20, 21 и 22 циклами можно отметить некоторые особенности протонной активности на фазах спада и минимума цикла. На фазе спада, близкой к минимуму цикла, произошло четыре мощных СПС, что является уникальным. Величины  $I_m$  для этих событий были такого же порядка, как в эпоху максимума. Источником самого мощного из них ( $I_m = 2.6 \cdot 10^4 \text{ см}^{-2} \text{ с}^{-1} \text{ср}^{-1}$ ) была вспышка на Солнце балла  $X9$ . Источниками последующих событий были вспышки из одной и той же области на Солнце с рентгеновскими баллами  $X3$  и  $X1$ . Во всех трех последних событиях регистрировались потоки протонов с энергиями выше 100 МэВ. За период с 1976 г. по 2006 г. регулярных рентгеновских наблюдений Солнца зарегистрировано 24 вспышки с высокими рентгеновскими баллами, но на фазах минимумов прошедших 20–22 циклов вспышек балла  $X9$  не наблюдалось.

Ниже представлены расчеты ионизации атмосферы для наиболее мощных протонных событий 23-го цикла.

## 2.3. Ионизация атмосферы высоких широт в периоды СПС

### 2.3.1. Краткое описание методики расчета

В большинстве случаев в данной работе была реализована методика расчета скоростей ионизации атмосферы при торможении солнечных протонов, предложенная в статье [Vitt and Jackman, 1996]. В соответствии с этой методикой на первом этапе осуществляется преобразование интегрального спектра интенсивности

солнечных энергичных протонов в квазидифференциальный. При этом используется предположение о степенном характере энергетических спектров протонов (с показателем степени  $\gamma$ ), приходящих в атмосферу Земли после мощных солнечных вспышек и/или корональных выбросов масс. Таким образом, величины  $\gamma$  определяются для каждого энергетического интервала. Далее весь интервал энергий от самой низкой (EL) до самой высокой (EU) пороговой энергии каналов измерения разбивается на 50 малых интервалов, равномерно распределенных в логарифмическом масштабе. Затем для каждого такого интервала вычисляется содержание корпускул по формуле:

$$W_i = N(E_{i-1}) - N(E_i) = A(E_{i-1}^\gamma - E_i^\gamma)$$

Далее квазидифференциальный спектр рассматривается как дискретный с набором моноэнергетических линий с энергиями  $e_i = (E_{i-1} E_i)^{1/2}$  и интенсивностями  $W_i$  ( $i = 1, \dots, 50$ ).

Величины  $A$  и  $\gamma$  берутся для тех интервалов между пороговыми энергиями измерительных каналов, внутрь которых при расчете попадает  $E_i$ . Полученный квазидифференциальный спектр интенсивности солнечных энергичных протонов используется, в соответствии с данной методикой, для расчета вертикального профиля скорости ионизации средней атмосферы. При этом предполагается, что вся потеряянная в слое энергия ушла на ионизацию молекул, и что на каждый акт ионизации расходуется энергия  $\varepsilon = 35$  эВ. Предполагается также, что на границе атмосферы имеет место изотропное распределение интенсивности протонов всех энергий. При этом дифференциальный энергетический спектр описывается как набор узких смежных энергетических интервалов, каждый из которых характеризуется некоторой эффективной энергией  $E_i$  и интенсивностью  $N_i = N(E_i)$ . По мере распространения протонов вглубь атмосферы в каждом таком энергетическом канале меняется (уменьшается) энергия протонов (для различных зенитных углов в разной степени), но величина  $N_i$  остается такой же, как на границе атмосферы, пока в некотором слое все протоны данного канала не потеряют остаток энергии полностью.

В данной методике используется зависимость длины пробега протона от энергии в воздухе в виде:  $R(E) = A(E/E_0)^B$

Для интервала энергий 1–550 МэВ  $B = 1,72$ ; при  $E_0 = 1$  МэВ,  $A = 0,0271$  кг/м<sup>2</sup>.

Далее с использованием уравнения гидростатики проводится суммирование по всем энергетическим каналам и интегрирование по объемному углу.

В предположении азимутальной симметрии интенсивности протонов (которая не меняется по мере проникновения излучения вглубь атмосферы) интегрирование по соответствующему углу приводит к появлению множителя  $2\pi$  перед интегрируемой функцией. Интегрирование по зенитному углу заменяется суммированием по узким угловым интервалам, каждый из которых характеризуется фиксированным значением  $(\sec \theta)_k$ , и применяется аппроксимация

$$\sin\theta \cdot d\theta \approx \cos\theta_k - \cos\theta_{k+1}.$$

В итоге скорость ионизации в данном слое рассчитывается по формуле:

$$q = 2\pi \sum_i \sum_k N_i \{E_{ik} - R^{-1}[R(E_{ik}) + \Delta p \cdot (\sec\theta)_k / g]\} (\cos\theta_k - \cos\theta_{k+1}) / [\varepsilon \cdot \Delta z \cdot (\sec\theta)_k],$$

где  $\Delta p$  – изменение давления атмосферы с высотой на интервале  $\Delta z$ , а  $g$  – ускорение свободного падения.

Переход к следующему (вглубь) слою состоит в уменьшении энергии протонов в данном канале (и в данном направлении распространения) на величину потерь и смене величин  $\Delta p$ , если шаг по высоте  $\Delta z$  переменный.

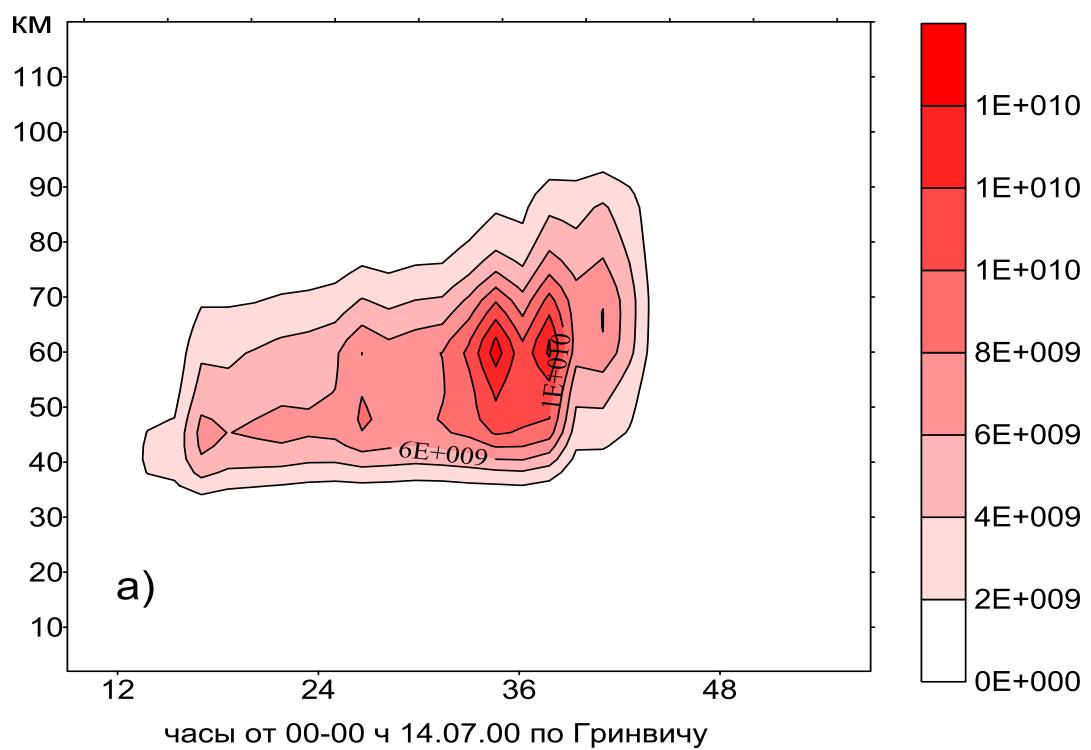
### 2.3.2. Результаты расчетов скорости ионизации атмосферы во время СПС

Для модельного исследования было выбрано 7 вспышек 23 цикла солнечной активности: 14.07.2000, 08.11.2000, 04.11.2001, 28.11.2000, 24.09.2000, 28.10.2003 и 16.01.2005. Мощность последнего СПС невелика, но оно интересно тем, что произошло в период полярной ночи над северным полушарием, и отличалась жестким спектром протонов.

На рис. 2.4 представлены результаты расчетов высотно-временных разрезов скоростей ионизации атмосферы  $q$  солнечными протонами [пары ионов/(см<sup>2</sup>сек)] для СПС 14.07.2000, 04.11.2001, 28.10.2003. В табл. 2.5 приведены основные характеристики ионизации атмосферы, вызванной выбранными СПС. Продолжительность (в часах) отсчитывается от начала тех суток, когда произошла оптическая вспышка, до часа, когда скорость ионизации на высоте расположения максимума («ядра») стала меньше величины 5E+8 пар ионов/(м<sup>3</sup>с) — значение, условно принятое как верхний предел «фоновой» ионизации. Нижняя граница ионизированного слоя атмосферы также определялась по этой изолинии.

В таблице 2.4 приведены значение  $q$  в максимуме («ядре») ионизации и высота его локализации в атмосфере. Для каждой из выбранных вспышек был проведен расчет интегральной продукции ионов в столбе атмосфере за весь период СПС. На рисунках 2.5 показаны изменения скорости ионизации  $q$  (в столбе атмосферы) в период исследуемых СПС. На рис. 2.6 представлены изменения полного количества ионов, произведенных в столбе атмосферы к данному моменту времени (интеграл  $q$  по времени — количество ионов, производимое протонами в столбе атмосферы за весь период от начала вспышки).

a)



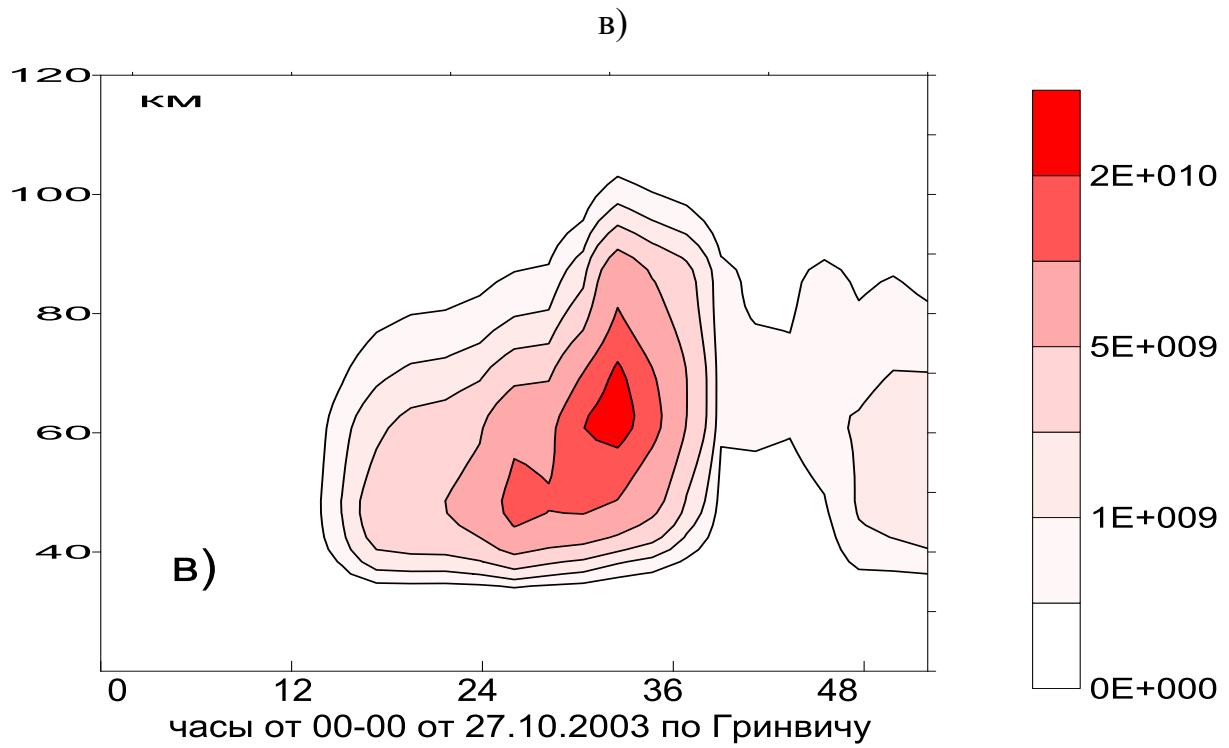
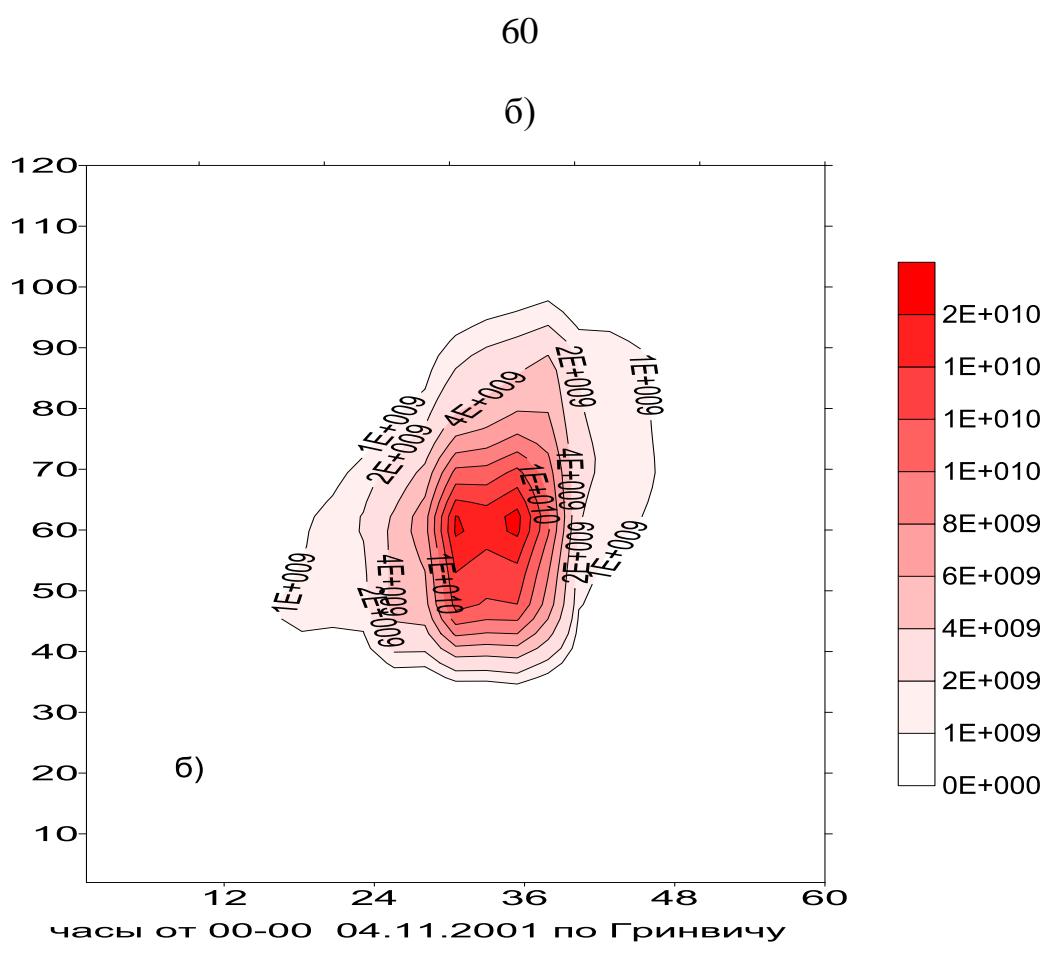


Рис. 2.4. Скорость ионизации атмосферы (пары ионов/м<sup>3</sup>сек) в период СПС  
а) 14.07.2000; б) 04.11.2001, в) 28.10.2003, 70° с.ш. (результаты расчетов)

[Криволуцкий и др., 2008]

Таблица 2.4

**Основные характеристики ионизации атмосферы в периоды СПС**  
**[Криволуцкий и др., 2008]**

Дата СПС	Длительность (часы)	Нижняя граница проникновения (км)	Максимум ионизации (пары ионов/ $m^3 s$ )	Высота максимума ионизации, км	Интегральная продукция ионов, пары ионов/ $cm^2$
					по изолинии $q = 5 \times 10^8$ пар ионов/ $(m^3 s)$
1) 14.07.00	38 ч	36-40	$1.6 \cdot 10^{10}$	68-70	$2.8 \cdot 10^{15}$
2) 04.11.01	49 ч	35-36	$1.7 \cdot 10^{10}$	58-60	$2.6 \cdot 10^{15}$
3) 08.11.00	37 ч	33-35	$0.8 \cdot 10^{10}$	45-50	$1.5 \cdot 10^{15}$
4) 22.11.00	34 ч	40-43	$1.5 \cdot 10^{10}$	68-72	$1.2 \cdot 10^{15}$
5) 24.09.00	41 ч	40-43	$0.9 \cdot 10^{10}$	68-72	$1.0 \cdot 10^{15}$
6) 28.10.03	60 ч	35-36	$2.0 \cdot 10^{10}$	58-65	$2.9 \cdot 10^{15}$
7) 16.01.05	30 ч	42-44	$0.3 \cdot 10^{10}$	50-60	$0.6 \cdot 10^{15}$

Из рис. 2.5, 2.6 и табл. 2.5 следует, что наиболее мощными по количеству образованных ионов оказались СПС 14.07.2000, 04.11.2001 и 28.10.2003. При этом максимум («ядро») высотно-временного разреза ионизации после вспышек 4 ноября 2001 и 28 октября 2003 располагался примерно на десять километров ниже, чем в период СПС 14.07.2000, при сравнимых величинах скоростей ионизации.

Ионизация средней стратосферы, произведенная частицами СПС 14.07.00, оказалась в 4-5 раз ниже, чем в период вспышек 04.11.01, 08.11.00 и 28.10.03. Ионизация в период остальных выбранных СПС на этой высоте была на уровне фоновой. Особенности вертикального распределения скорости ионизации, очевидно, связаны с различиями спектрального состава энергий протонов в периоды отдельных вспышек и сезонными отличиями вертикального распределения плотности воздуха.

Ионизирующее воздействие на стратосферу и мезосферу солнечных протонов, как это следует из представленных расчетов ионизации, представляет собой во времени достаточно короткий импульс. Для иллюстрации глубины проникновения энергичных протонов в атмосферу при различных СПС на рис. 2.7 показаны изменения рассчитанных скоростей ионизации атмосферы в период наиболее мощных из выбранных СПС на высоте 38 км.

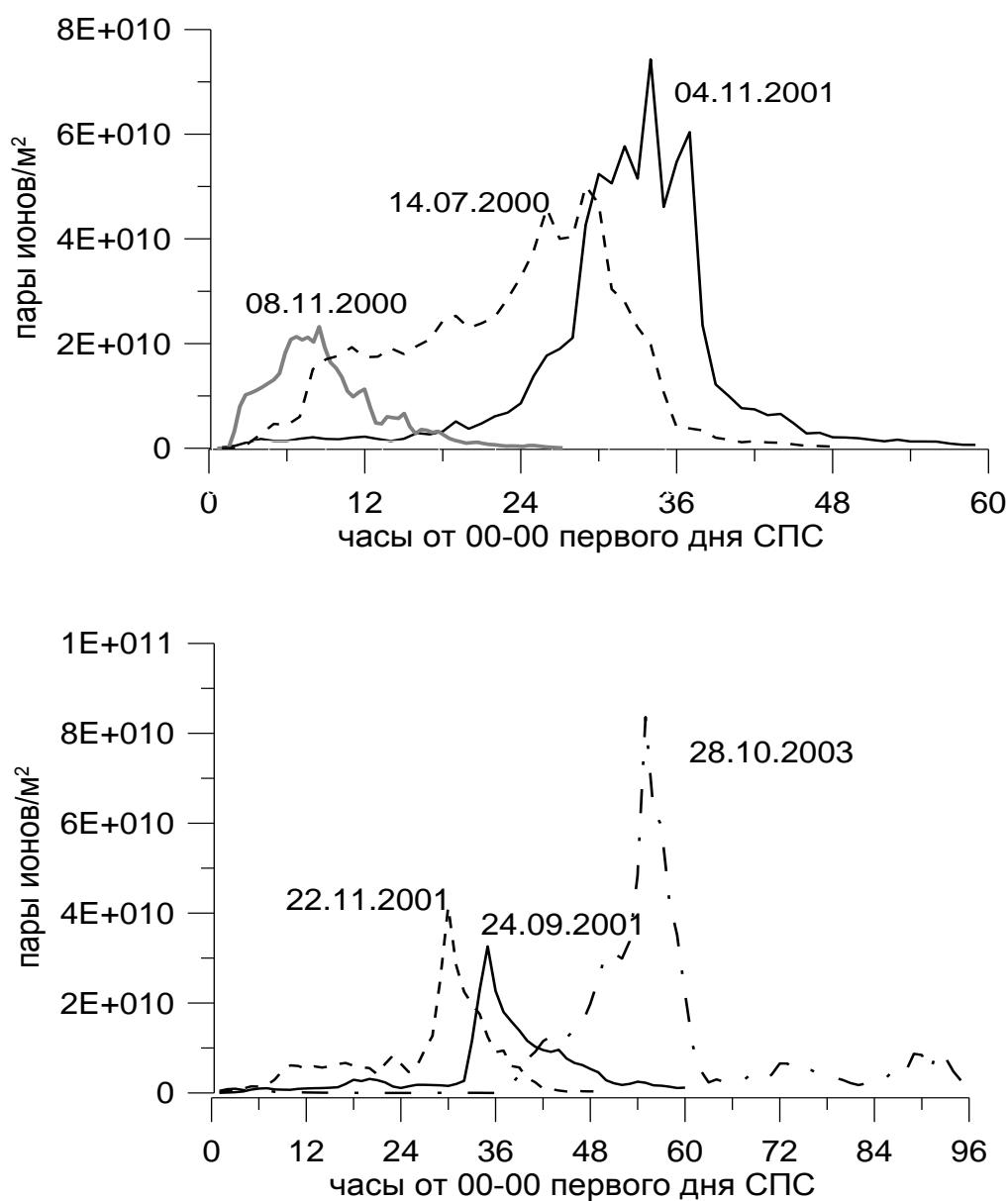


Рис. 2.5. Интегральная по столбу 0-120 км скорость ионизации атмосферы, в период СПС а) 04.11.2001, 08.11.2000 и 14.07.2000; б) 24.09.2001 и 22.11.2001 [Криволуцкий и др., 2008].

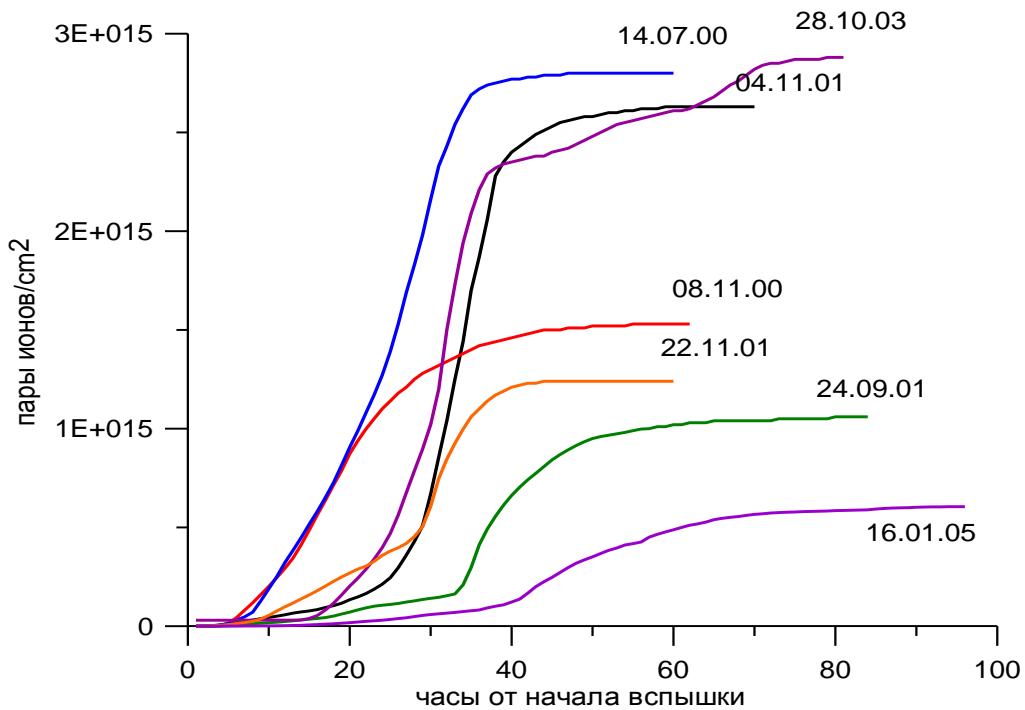


Рис. 2.6. Интегральное количество ионов, производимое протонами в столбе атмосферы (0-120 км) за весь период от начала вспышки (для наиболее активных СПС 23 цикла солнечной активности), 70° с.ш. [Криволуцкий и др., 2008].

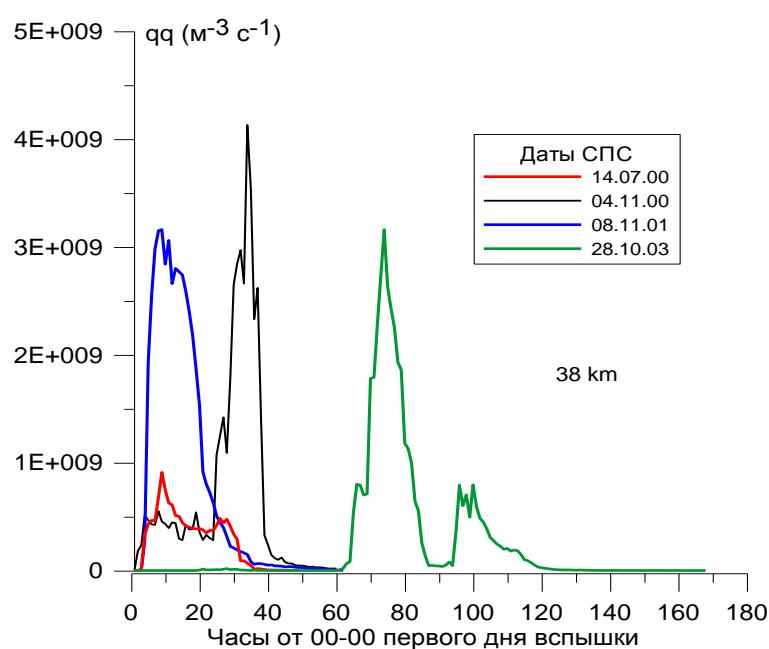


Рис. 2.7. Изменения скорости ионизации атмосферы солнечными протонами на высоте 38 км, в период СПС 04.11.2001, 08.11.2000, 14.07.2000 и 28.10.2003. [Криволуцкий и др., 2008].

Вклад в ионизацию атмосферы протонов различных энергетических каналов показан на рис. 2.8 на примере СПС 14.07.2000 (в период максимальной по столбу ионизации атмосферы). Из приведенных расчетов видно, что ионизацию наиболее глубоких слоев атмосферы производят протоны с энергиями более 95.5 МэВ. Таким образом, можно ожидать максимального эффекта воздействия на состав атмосферы от СПС, «лидирующих» не только по общему количеству произведенных ионов, но и по глубине проникновения протонов: 14.07.00, 04.11.01, 08.11.00 и 28.10.03. Соответствующие количественные оценки по фотохимической модели будут представлены ниже.

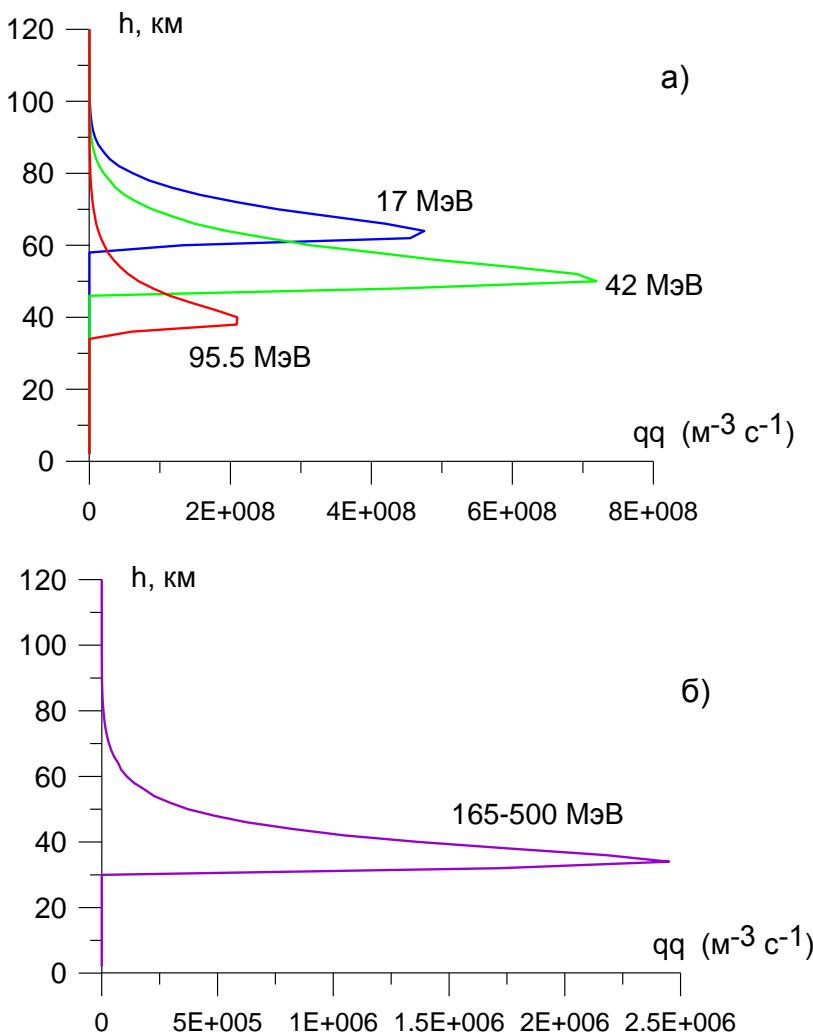


Рис. 2.8. Высотный профиль скорости ионизации атмосферы  $qq$  солнечными протонами различныхmonoэнергетических каналов (14.07 2000, 70 N),  
[Криволуцкий и др., 2008]

## 2.4. Фотохимическое моделирование изменений в высокоширотной озонасфере в периоды СПС

### 2.4.1 Краткое описание одномерной фотохимической модели

Для расчета изменений в озонасфере, вызванных СПС, была использована одномерная нестационарная фотохимическая модель, разработанная в ЦАО [Криволуцкий и др., 2001]. Поведение малых газовых составляющих атмосферы в модели описывается системой уравнений вида:

$$\frac{\partial n_i}{\partial t} + \frac{\partial(n_i w)}{\partial z} - \frac{d}{dz} \left\{ K \left[ \frac{\partial n_i}{\partial z} + \left( \frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{1}{H} \right) n_i \right] \right\} = P_i - L_i,$$

где  $P_i$ ,  $L_i$  — химические (и фотохимические) источники и стоки соответственно,  $n_i$  — числовая плотность (концентрация) соответствующей компоненты,  $T(z)$  — температура,  $K(z)$  — коэффициент турбулентной диффузии,  $H$  — высота однородной атмосферы,  $z$  — высота над поверхностью Земли,  $w$  — вертикальная компонента скорости ветра (в расчетах полагалась равной нулю),  $t$  — время,  $i$  — номер соответствующей компоненты.

При интегрировании данной системы уравнений химической кинетики, которая относится к так называемым «жестким системам», был использован метод «химических семейств», предложенный в работе [Turco and Whitten, 1974]. «Жесткость» систем уравнений химической кинетики проявляется в данном случае в большом диапазоне значений характерных «времен жизни» химических компонент (от долей секунды до сотен лет), что потребовало бы очень малых временных шагов интегрирования. Метод «семейств» позволяет в значительной степени снять «жесткость» системы и значительно увеличить временной шаг. Фотохимический блок модели описывает взаимодействие между 45-ю химическими составляющими, участвующими в 120 фотохимических реакциях. В модели рассчитывались следующие химические компоненты (включая «семейства»):

$O_x (O_3 + O(^3P) + O(^1D));$

$O_2$  (профиль фиксирован);

$N_2$  (профиль фиксирован);

$M = O_2 + N_2$  (концентрация молекул воздуха);

$NO_y (N + NO + NO_2 + NO_3 + 2N_2O_5 + HNO_3 + HO_2NO_2 + ClNO_3);$

$N_2O;$

$Cl_y (Cl + ClO + OCIO + ClOO + HOCl + HCl);$

$HO_x (H + OH + HO_2 + 2H_2O_2);$

$H_2O$  (профиль фиксирован);

$CH_4, CH_3, CO_2, CO, CH_2O, CH_3O_2, CH_3O, CHO;$

$CH_2Cl, CH_3Cl, Cl_2, CCl_4, CFCl_3, CF_2Cl_2.$

Профили турбулентной диффузии и профиль температуры, используемые в расчетах, соответствовали климатологическим значениям [Брасье, Соломон; 1986] и не менялись в процессе интегрирования.

Список химических реакций и реакций фотолиза представлен в Приложении 1. В расчетах были использованы приведенные в табулированном виде в работе [Sander et al., 2003] константы химических реакций, сечения поглощения и квантовые выходы. Шаги интегрирования по времени менялись от 100 до 500 с. Для учета турбулентной диффузии на каждом шаге по времени вертикальные распределения химических компонент рассчитывались с помощью метода прогонки. При этом концентрации всех химических компонент фиксировались на нижней границе модели (для долгоживущих компонент) и на верхней границе модели. Концентрации короткоживущих компонент определялись из условия фотохимического равновесия на верхней границе. Уравнения модели решались для диапазона высот 0-90 км. При описании химии тропосферы были учтены, в параметрическом виде, процессы «вымывания» в облаках для некоторых компонент. Разрешение модели по вертикали составляло 2 км.

Скорости фотодиссоциации рассчитывались следующим образом:

$$J_i(z) = \int \Phi_i(\lambda) I(\lambda, z) \sigma_i(\lambda, T) d\lambda,$$

где  $\lambda$  — длина волны,  $\Phi_i(\lambda)$  — квантовый выход,  $\sigma_i(\lambda, T)$  — сечения поглощения,  $T$  — температура воздуха,  $I(\lambda, z)$  — интенсивность потока солнечной радиации на уровне  $z$ , которая определялась в соответствие с законом Бугера:

$$I(\lambda, z) = I_\infty(\lambda) \exp \left( - \int_z^\infty (\sigma_{O_2}(\lambda, T) n_{O_2} + \sigma_{O_3}(\lambda, T) n_{O_3}) \sec \theta dz \right),$$

здесь  $I_\infty(\lambda)$  — интенсивность потока солнечной радиации на границе атмосферы,  $\theta$  — зенитный угол Солнца. Скорости фотодиссоциации пересчитывались через каждый час модельного времени. Учитывались сезонные и суточные изменения зенитного угла Солнца для данной широты и его зависимость от высоты над поверхностью Земли. При «низком» Солнце ( $\theta > 75^\circ$ ) использовались функции Чепмена [Swider and Gardner, 1967]. Гетерогенные реакции в явном виде не были включены при моделировании.

Ниже представлены результаты расчетов, демонстрирующие изменения в содержании озона и некоторых других малых газовых составляющих, после наиболее сильных СПС.

#### 2.4.2. Результаты фотохимического моделирования

Для исследования изменений состава атмосферы высоких широт под действием солнечных энергичных частиц для каждого СПС 23-го цикла были сделаны расчеты с помощью вышеописанной модели по двум сценариям: в отсутствие действия СПС и в возмущенных условиях. Высотно-временной разрез изменений МГС ( $O_x$ ,  $NO_y$ ,  $HO_x$ ), %, представлен на Рис. 2.9-2.11 на примере СПС (04.11.2001), 70 с.ш. По полученным модельным данным были рассчитаны изменения интегрального по столбу и по отдельным слоям атмосферы содержания озона, семейства нечетного азота  $NO_y$ , и нечетного водорода (в %, и в мол/см<sup>2</sup>) для выбранных СПС

(рис. 2.12 и рис. 2.13). Сравнительные характеристики воздействия солнечных протонов на содержание атмосферного озона представлены в Таблице 2.5.

Результаты моделирования, представленные в Табл. 2.5, показывают, что максимальное воздействие на состав атмосферы оказали СПС 04.11.2001 и 08.11.2000, когда убыль озона в столбе атмосферы 0-88 км достигла 1%. Интегральная убыль в слое 40-60 км при этом составила 73% и 91%, соответственно, что может быть существенно для радиационного баланса и динамики атмосферы в этом слое.

Таблица 2.5

### **Сравнительные характеристики воздействия СПС на атмосферный озон**

**[Криволуцкий и др., 2008]**

Дата	Значение убыли в максимуме (ядре) убыли (%)	Высота максимуму ма убыли (км)	Продолжи- тельность убыли	Глубина (высота) проникно- вения (км)	Максимальное значение интегральной убыли О <sub>3</sub> (%)	
					по столбу	в слое 40-60 км
1) 14.07.00	83	65-75	41 ч	45	0,2	55,8
2) 04.11.01	95	58-80	Более 3 сут.	45	1,1	72,8
3) 08.11.00	87	70-80	Более 3 сут.	48	0,9	91,4
4) 22.11.00	22	60-70	Более 3 сут.	60	0,4	7,7
5) 24.09.00	82	65-75	66 ч.	48	0,1	48,4
6) 28.10.03	67	60-70	Более 3 сут.	43	0,2	42,9
7) 16.01.05	7	58-62	Более 10 сут.	50	0,1	2,1

Рис. 2.12 демонстрирует изменения интегрального по столбу содержания озона, NO<sub>x</sub> и NO<sub>x</sub>. Заметны сезонные различия в реакции O<sub>3</sub> на воздействие солнечных протонов в периоды СПС: для СПС, произошедших осенью и летом (24.09.2001, 14.07.2000), когда верхняя атмосфера освещена солнцем, эффект от

вспышки относительно кратковременен — до 2 суток; для СПС, произошедших в период короткого светового дня (2-3 ч), даже небольшое по величине уменьшение озона сохраняется продолжительное время — до 7 суток и более.

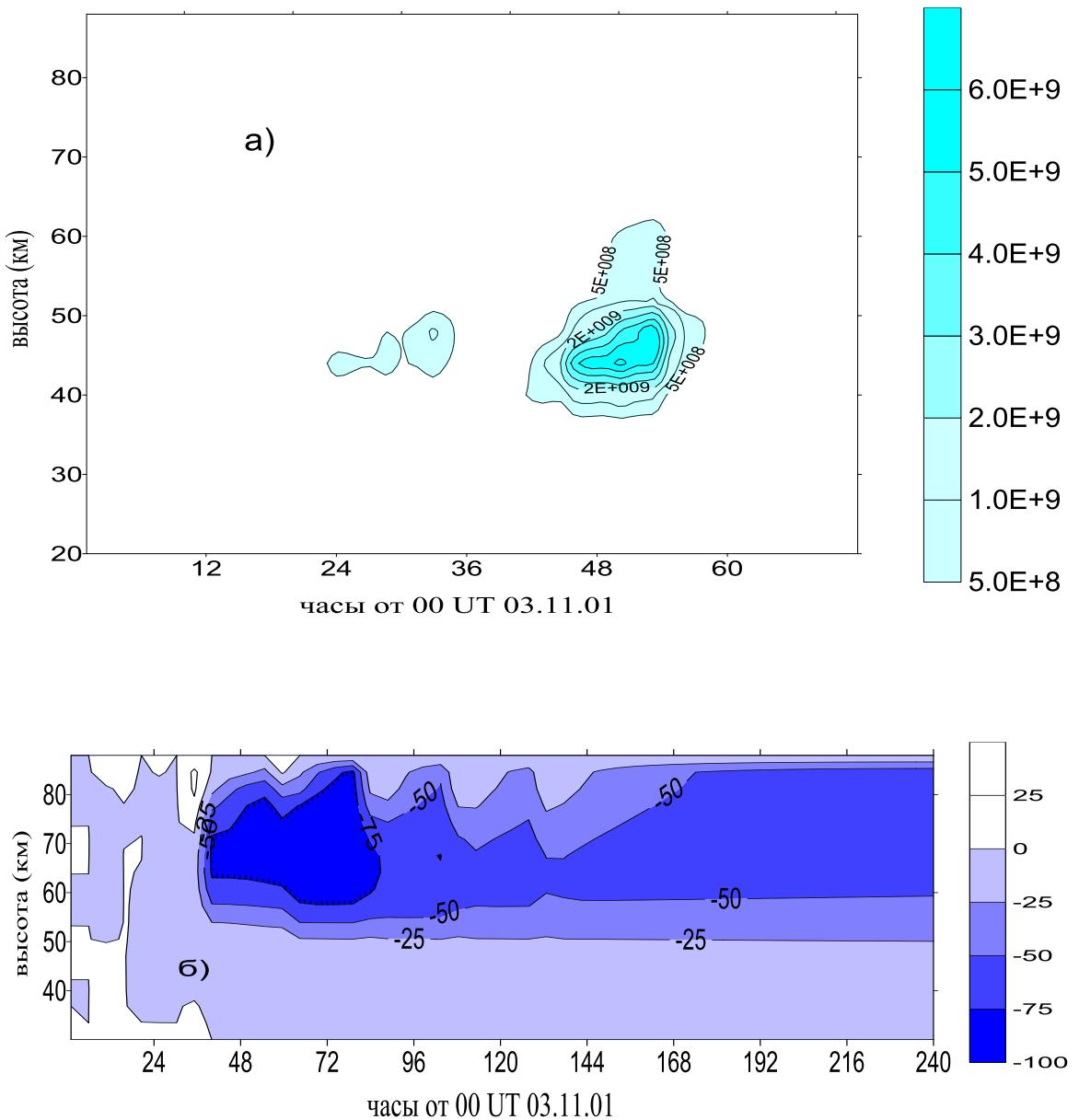
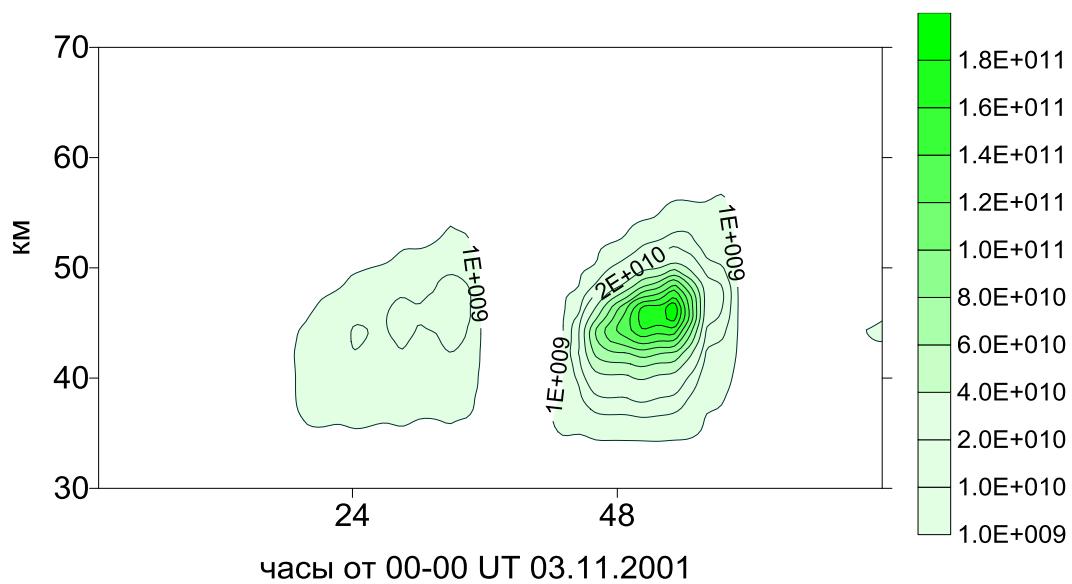


Рис. 2.9. Изменения (%) концентрации: а)  $O(^3P)$  и б)  $O_3$

в период вспышки 04.11.2001,  $70^\circ$  с.ш. [Криволуцкий и др., 2008]

а)



б)

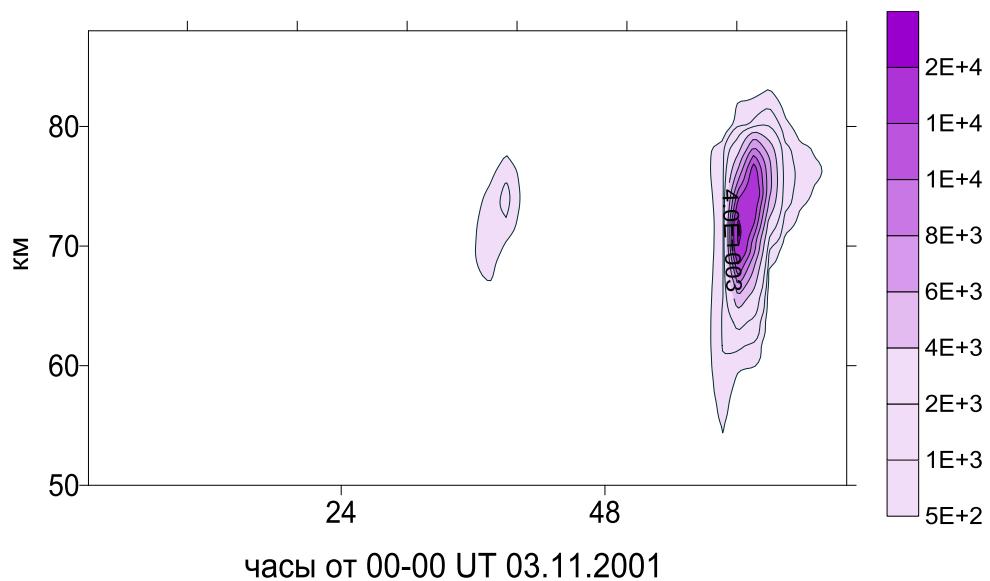


Рис. 2.10. Изменения, %, концентрации а) NO и б) NO<sub>2</sub> в период вспышки 04.11.2001, 70° с.ш. [Криволуцкий и др., 2008]

«Пропадание» концентраций, представленное на рисунке 2.10, обусловлено, как известно, суточным ходом солнечной радиации. Ниже представлены результаты моделирования высоколатитурного отклика на воздействия СПС озона и других химических компонент.

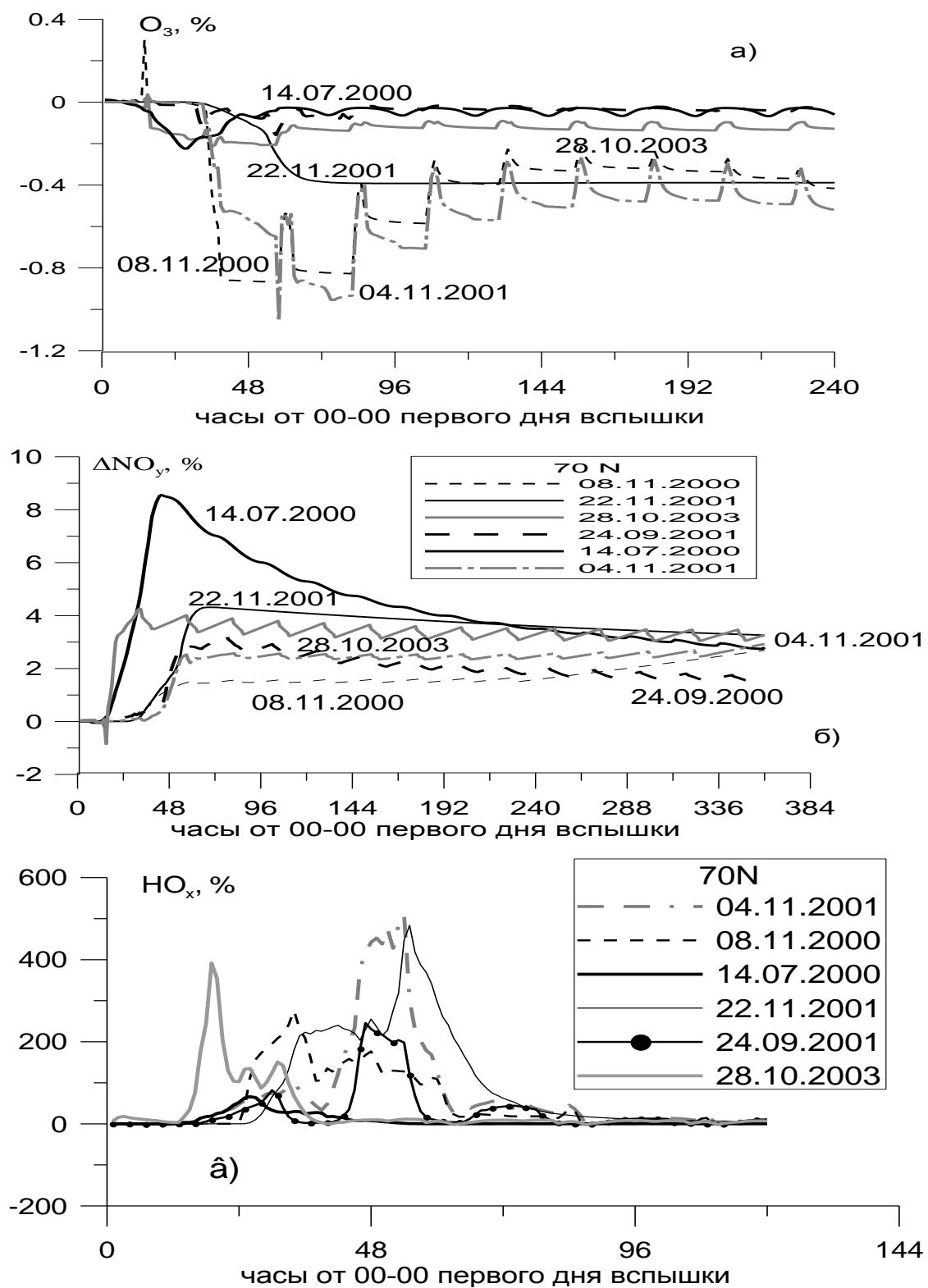
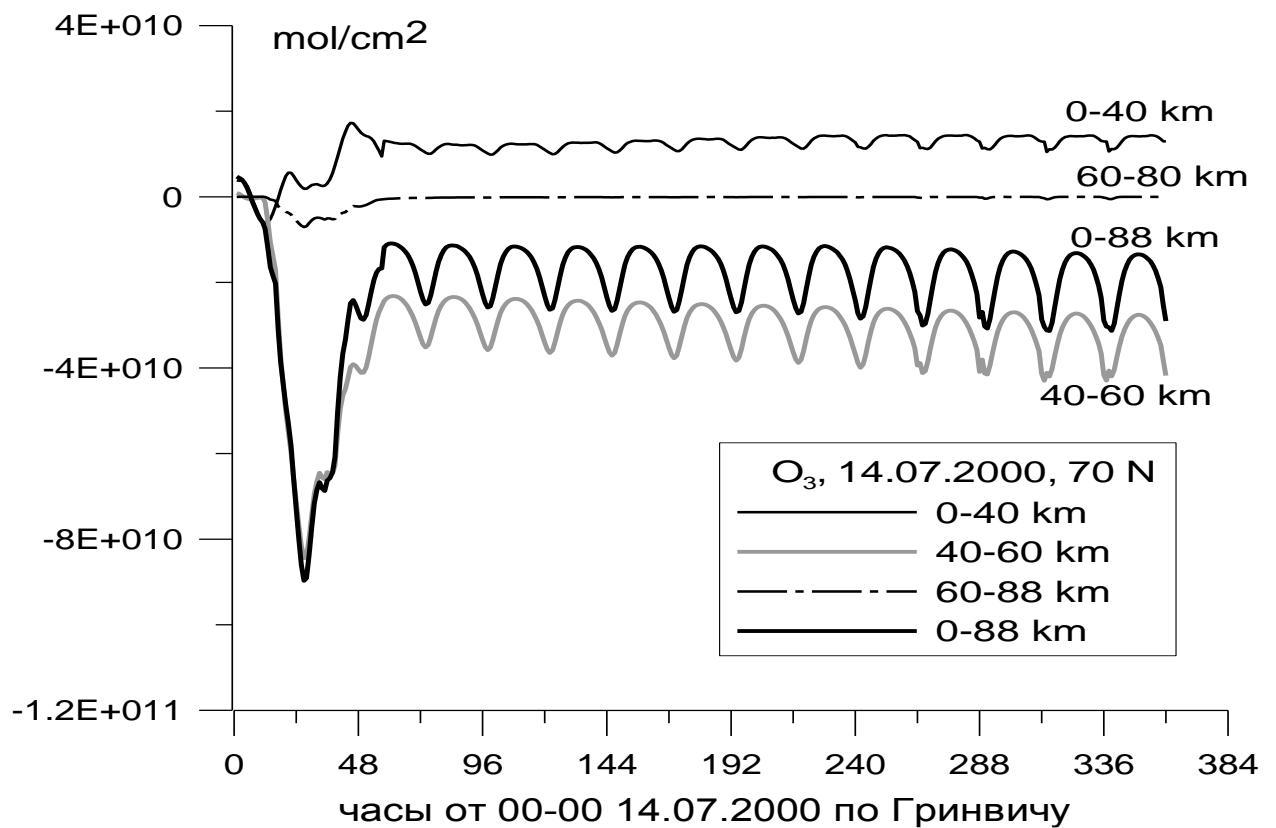
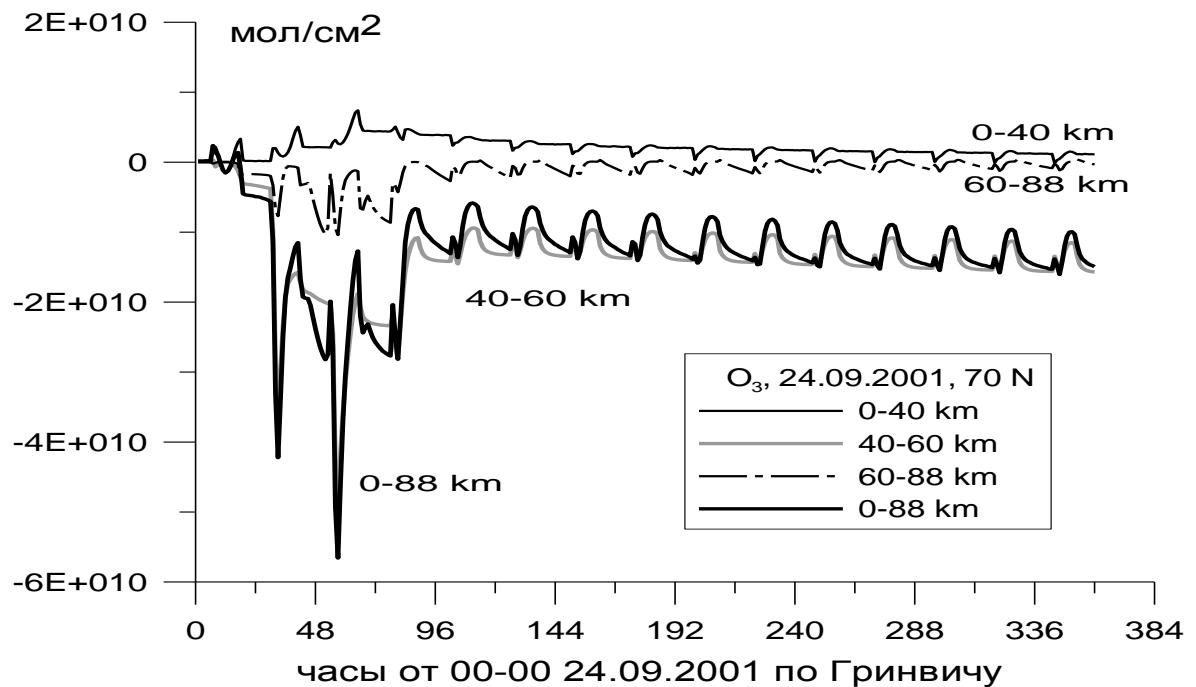


Рис. 2.11. Изменения интегрального по столбу содержания, %, а)  $O_3$ ; б)  $NO_y$ ; в)  $HO_x$  в периоды выбранных СПС 23 цикла солнечной активности

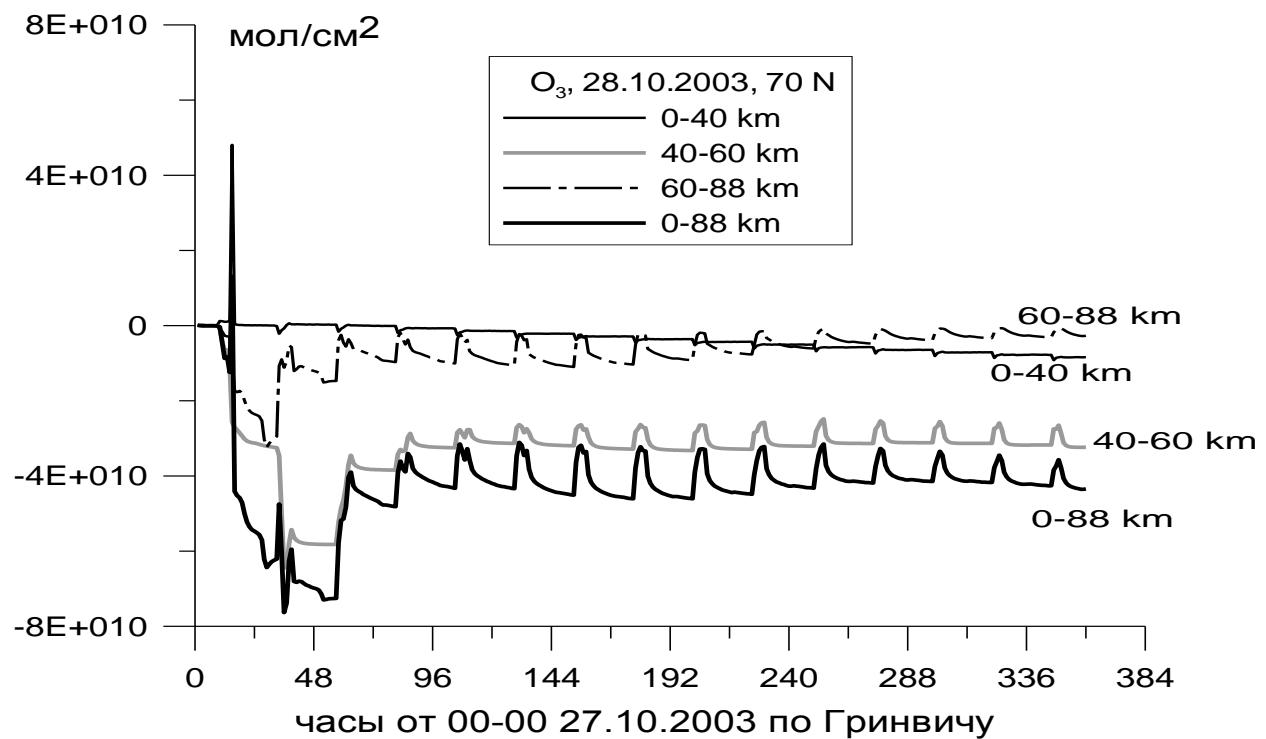
a)



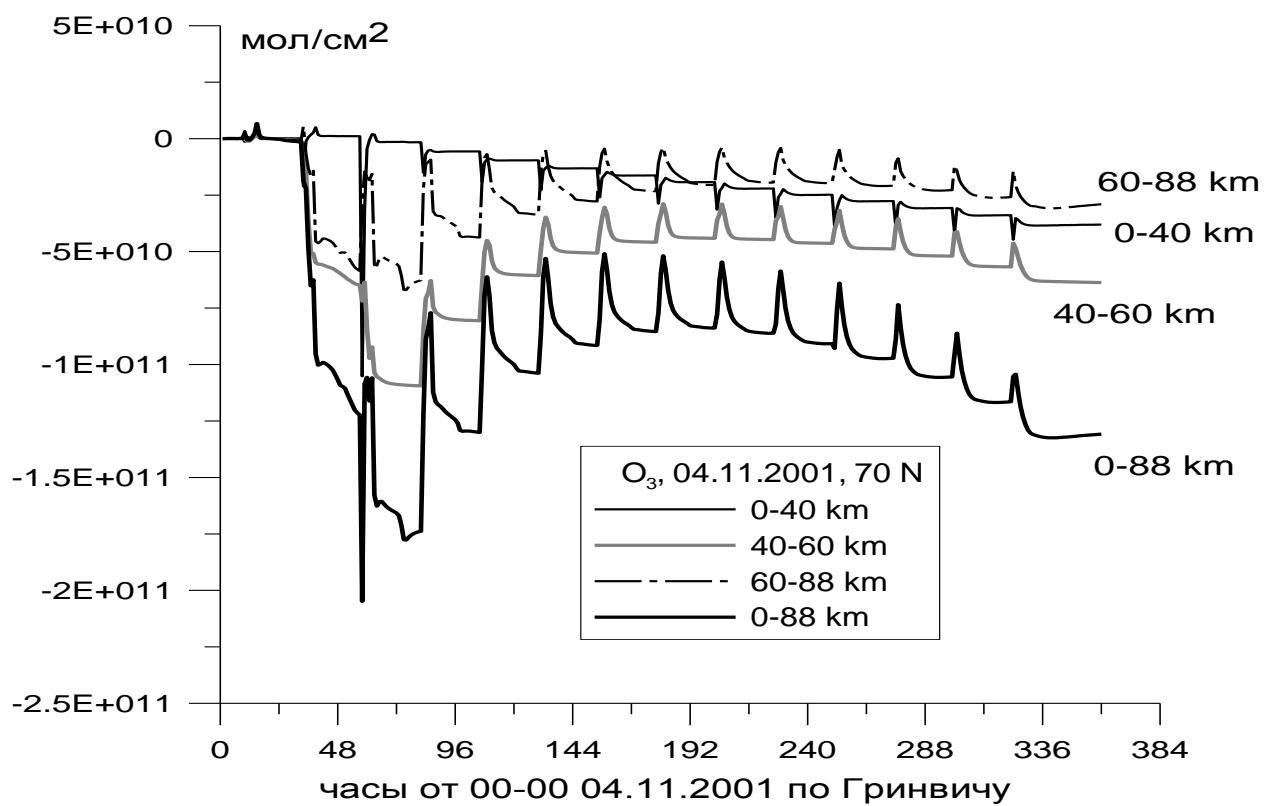
б)



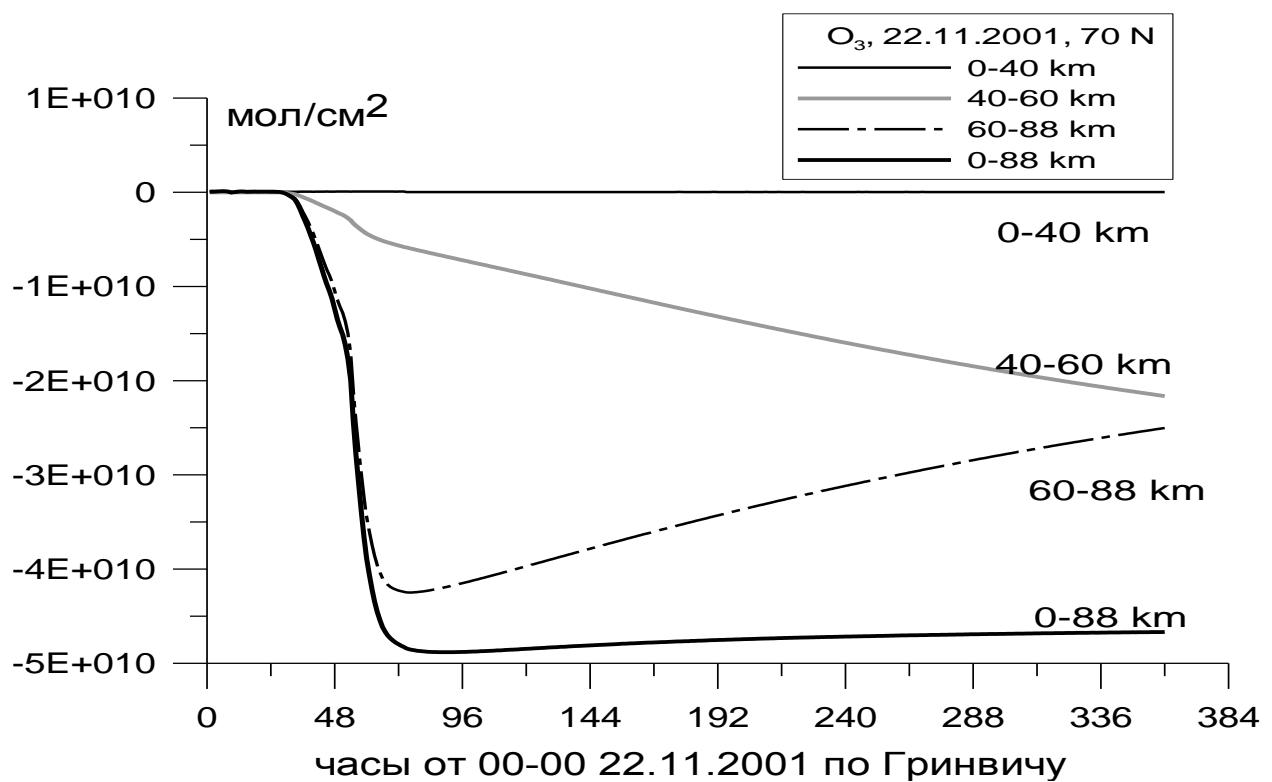
в)



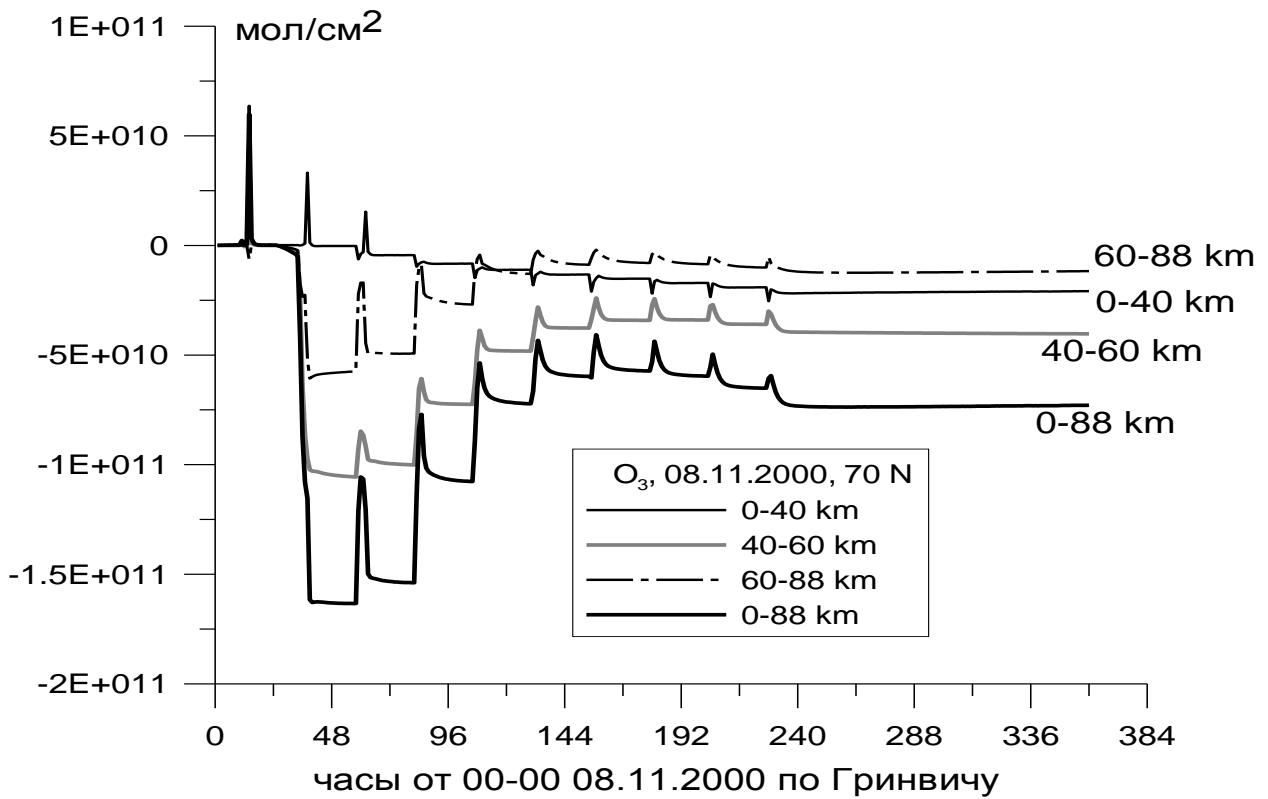
г)



д)



е)



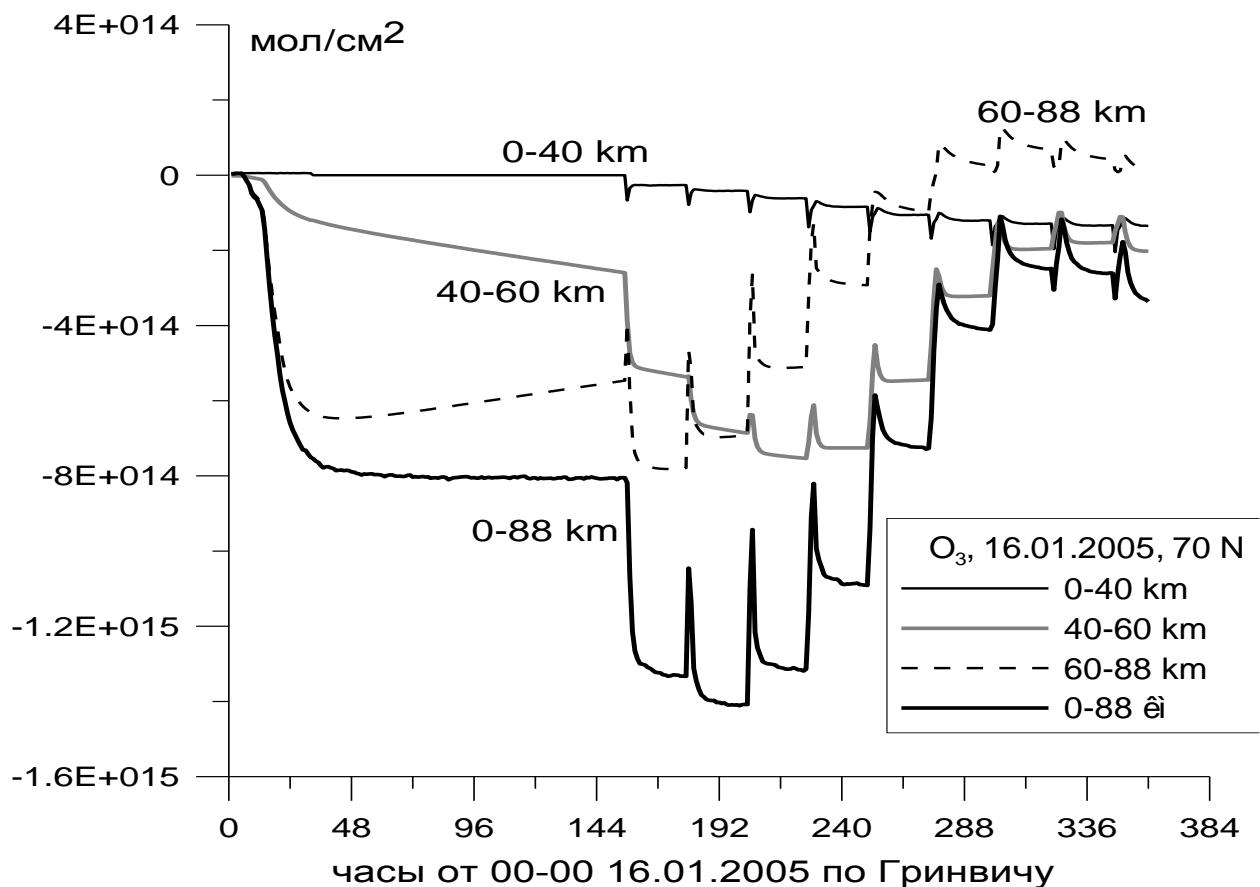


Рис. 2.12. Изменения интегрального содержания озона в отдельных слоях в период СПС [Криволуцкий и др., 2008]: а) 14.07.2000; б) 24.09.2001; в) 28.10.2003; г) 04.11.2001; д) 22.11.2001; е) 08.11.2000; ж) 16.01.2005.

Согласно результатам расчетов, представленным на рисунках 2.13(а-ж), максимальное разрушение происходит в слое 40-60 км для всех СПС. Восстановление озона быстрее всего происходит в верхнем, наиболее освещенном слое – 60-88 км. Интересно, что модель предсказывает рост содержания озона в нижнем слое 0-40 км для «летних» СПС (рис.2.12 а-б). Очевидно, вследствие разрушения озона в мезосфере некоторая доля солнечной радиации ультрафиолетового участка спектра проникает в стратосферу, что вызывает цикл фотохимического образования озона на этих высотах.

Уменьшение озона после СПС 22.11.2001, как показывает моделирование, сохранялось длительное время, несмотря на относительно небольшую эффективность этой вспышки по количеству образованных в атмосфере ионов. По характеристикам ионизации атмосферы эта вспышка близка к СПС 24.09.2000 (табл. 2.5). Однако изменения атмосферного озона в столбе атмосферы 0-88 км 22.11.2001 оказались вдвое больше, чем 24.09.2000 (таблица 2.6). Этот эффект связан с тем, что вспышка произошла в период полярной ночи, когда реакции образования озона отсутствуют.

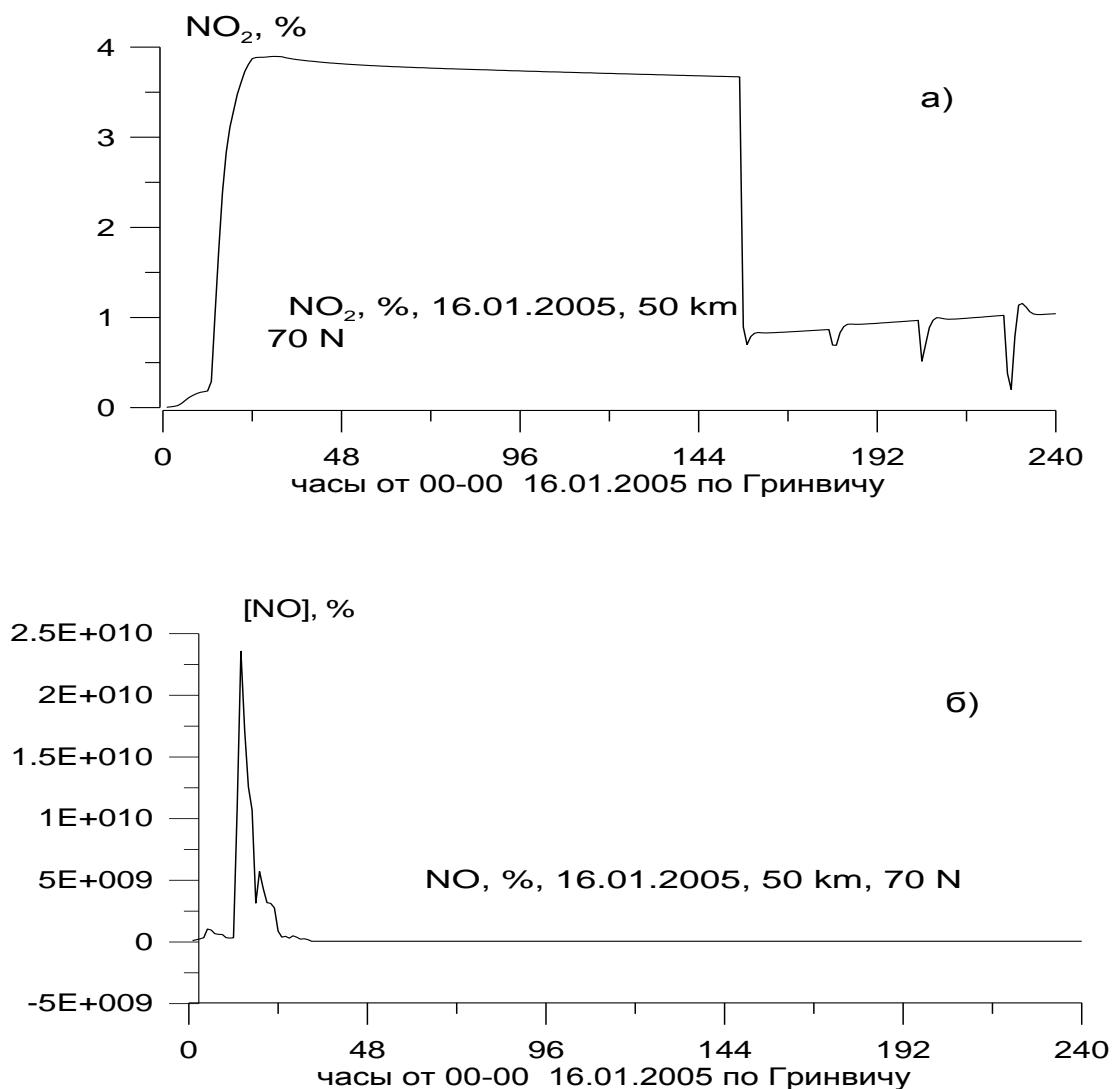


Рис. 2.13. Изменения а)  $[NO_2]$ , б)  $[NO]$ , %, после СПС 16.01.2005,  $70^\circ$  с.ш. на высоте 50 км [Криволуцкий и др., 2008]

Изменения озона в период СПС 16.01.2005 показаны на рис. 2.12 ж). Вызвавшие эти изменения вариации NO и NO<sub>2</sub> (на высоте 50 км, %) приведены на рис. 2.13. Данная вспышка произошла в период окончания полярной ночи. Через 6 суток после начала вспышки на кривых начинает проявляться суточный ход (конец полярной ночи), и при этом происходит резкое вторичное падение содержания озона в слое выше 40 км (и NO<sub>y</sub> с дальнейшим восстановлением в течение 7-9 суток). Этот эффект можно объяснить активизацией с появлением солнечного света реакций каталитического разрушения озона в реакциях с молекулами NO<sub>2</sub>, образовавшимися в результате воздействия СПС и сохранившимися в период полярной ночи (см. рис. 2.13). Таким образом, наиболее значительное воздействие на атмосферный озон оказали СПС 04.11.2001 и 08.11.2000. Наиболее продолжительный эффект моделирование показывает для СПС 04.11.2001, 08.11.2000 и 22.11.2001.

## 2.5. Сравнение результатов моделирования с данными наблюдений для СПС 14 июля 2000 г.

Сопоставление результатов фотохимического моделирования со спутниковыми данными было проведено для одного из наиболее мощных протонных событий – солнечной вспышки, начавшейся, по данным оптических наблюдений, в 10-24 UT 14 июля 2000 года. В период с 10 по 18 июля 2000 г. проводились непрерывные измерения химического состава средней атмосферы в высоких широтах северного полушария прибором HALOE, установленного NASA на ИСЗ UARS (Upper Atmosphere Research Satellite), запущенного в сентябре 1991 года. Для сравнения с модельными расчетами были использованы данные измерений в период СПС на витках обращения спутника в широтной полосе 62-69°, то есть в полярной шапке.

На рис. 2.14-а представлены изменения (%) в содержании озона после вспышки 14 июля 2000 года в высоких широтах северного полушария по данным спутника UARS. На рисунке видно, что пространственно-временная структура и

величина изменений хорошо соответствует модельным расчетам (12-б). Как по модельным расчетам, так и по данным наблюдений со спутника, в высокоширотной области средней атмосферы (в данном случае в основном в мезосфере) происходит сильное (до 70%) уменьшение содержания озона, подтверждающее теоретические представления о каталитическом разрушении озона дополнительно образовавшимся после вспышки окислами азота и водорода. Из рис. 2.14-а видно, что уменьшение содержания озона наблюдается практически сразу после прихода в атмосферу первых, самых энергичных солнечных протонов (в районе полудня 14 июля). Максимум разрушения озона наблюдался 15 июля, после чего началось восстановление его содержания, завершившееся к концу суток 16 июля на высотах мезосферы. В максимальной фазе возмущения содержание озона в нижней мезосфере уменьшилось, по данным HALOE, в четыре раза. Эффект, уменьшаясь по величине, прослеживается до высот ниже стратопаузы.

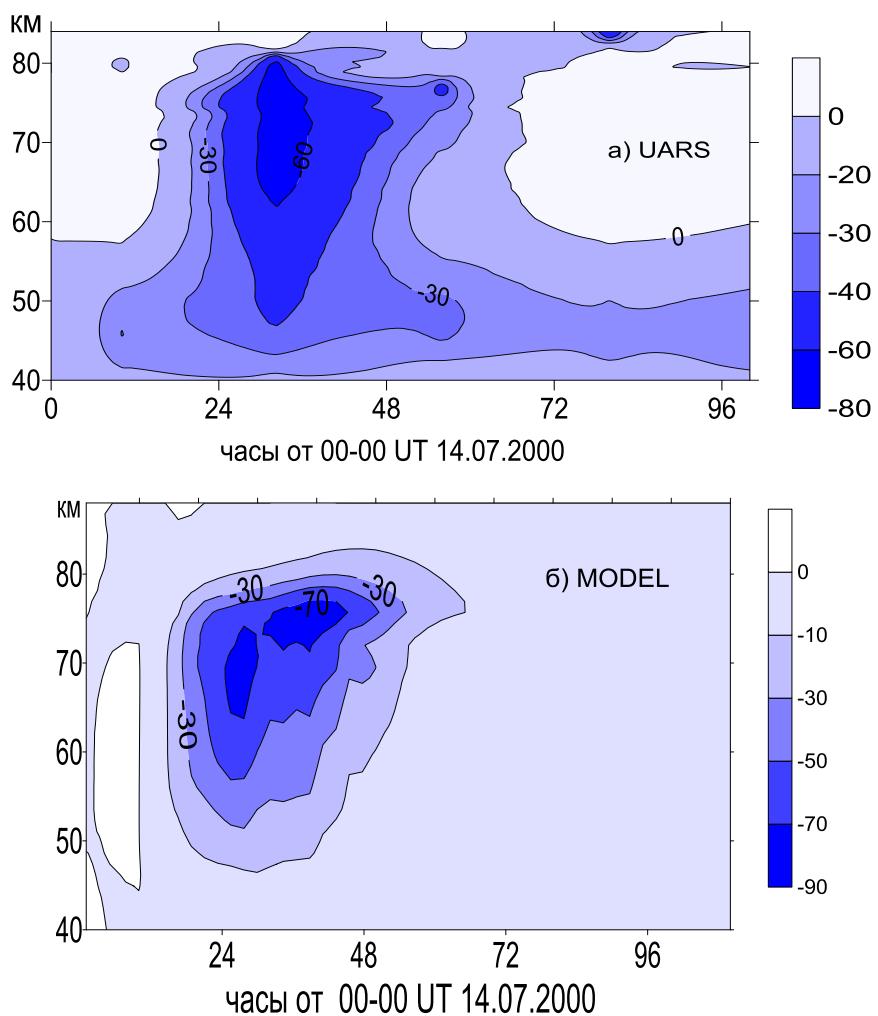


Рис. 2.14. Разрушение  $[O_3]$ , (%), после СПС 14.07 2000 г.,  $70^\circ$  с.ш.:  
а) по спутниковым данным UARS, б) по модельным расчетам.

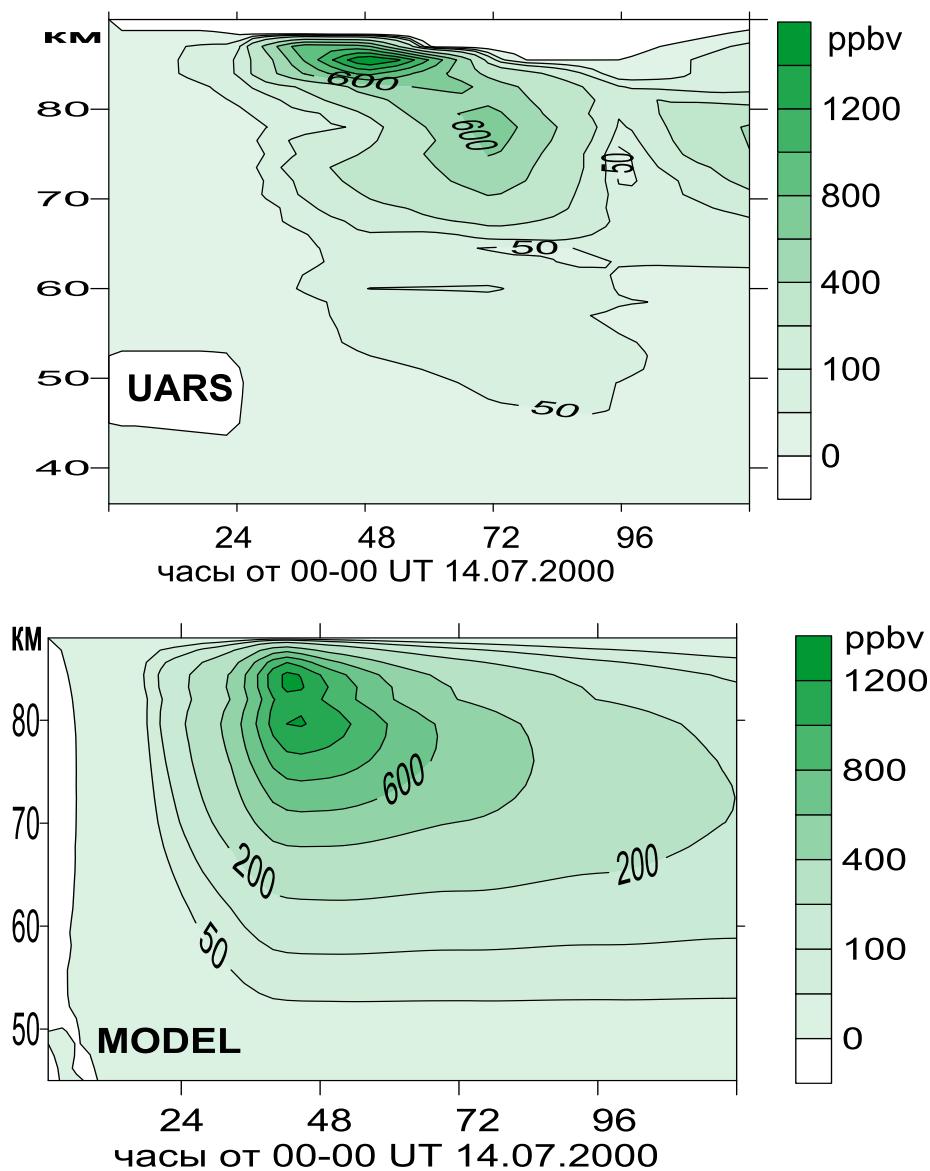


Рис. 2.15. Увеличение [NO], ppbv, в результате СПС 14.07 2000 г., 70° с.ш.:  
 а) по спутниковым данным UARS, б) по модельным расчетам  
 [Криволуцкий и др., 2008]

На рис. 2.15а приводится высотно-временной разрез измеренного прибором HALOE изменений содержания молекул окиси азота (в единицах отношения смеси ppbv). Период перед вспышкой характеризуется очень большим вертикальным градиентом концентрации NO, что выражается в исходных данных большими плотностями молекул окиси азота на высотах нижней термосферы и малыми величинами ниже мезопаузы. Резкое увеличение содержания NO, по данным HALOE, началось

14.07 и достигло максимума во второй половине 15.07, то есть после прихода в атмосферу самых мощных потоков солнечных протонов. Эти максимальные значения продержались почти до конца 16 июля, после чего началось уменьшение содержания NO, не закончившееся на момент 18 июля. В мезосфере содержание NO увеличилось более, чем на порядок величины по сравнению с уровнем содержания до вспышки. Эффект прослеживался вглубь атмосферы до высот ниже стратопаузы (ниже изобарической поверхности 1 мбар). На рис. 2.15б) представлены для наглядности соответствующие модельные расчеты.

Представленные результаты дают хорошее качественное (и количественное) совпадение между наблюдением и теорией. Некоторая переоценка изменений содержания [NO], которую дают модельные расчеты, возможно, связана с переоценкой эффективности выхода молекул NO на каждый ион, использованной в модели. Аналогичные результаты были получены в работе [Jackman et al. (2001)]. Видно также, что измерения регистрируют сильное разрушение мезосферного озона после вспышки на Солнце. Следует заметить, что, несмотря на то, что NASA завершило поддержку наблюдений со спутника UARS, запуск в последние годы нескольких европейских спутников с различными приборами, измеряющими озон и другие малые газовые составляющие, позволил некоторым группам исследовать изменения химического состава после СПС 28 октября 2003 [Verronen et al., 2005; Lopez-Puertas et al., 2005; Rohen et al., 2005] со спутника ENVISAT. Анализ данных позволил зафиксировать уменьшение озона в высоких широтах и рост азотных составляющих. Было проведено также сравнение с результатами моделирования [Funke et al., 2011]. Более подробно об этом говорится в Главе 3.

## 2.6 Воздействие протонных вспышек на нижнюю ионосферу

В 1-ой главе настоящей работы была показана ключевая роль взаимодействия ионных и нейтральных составляющих при образовании дополнительных молекул

окислов азота и водорода в условиях резкого усиления ионизации в полярных областях Земли в период протонных вспышек. Во второй главе были представлены результаты расчетов скоростей ионизации, вызванных наиболее сильными протонными вспышками 23-го цикла активности Солнца. Эти результаты показывают, что эффективное торможение солнечных протонов и вызванная этим процессом ионизация воздуха происходит в основном на высотах нижней ионосферы. Таким образом, область D ионосферы должна испытывать сильное возмущение в период протонных вспышек на Солнце. К сожалению, наблюдения электронной концентрации (и других заряженных составляющих) в периоды таких возмущений на Солнце практически отсутствуют. В связи с этим численное фотохимическое моделирование может дать дополнительные возможности для такого исследования.

В период с 2001 по 2010 гг. был выполнен цикл работ по исследованию воздействия СПС на нижнюю ионосферу [Krivolutsky, Ondraskova, Lastovicka, 2001; Ondraskova, Krivolutsky et al., 2002; Ondraskova, Krivolutsky, Lastovicka, 2003; Ondraskova, 2008; Kukoleva, Krivolutsky, Ondraskova, 2010]. Работы были выполнены на базе сотрудничества Лаборатории химии и динамики атмосферы ЦАО и Университета г. Братислава (Словакия), где была создана одномерная фотохимическая модель области D [Ondraskova, 1993]. В этой модели нейтральный состав не рассчитывался, а задавался на основе литературных данных. Взаимодействие двух групп состояло в следующем: в ЦАО с помощью одномерной фотохимической модели (см. главу 2) были реализованы сценарии воздействия на нейтральный состав, затем результаты расчетов и соответствующие рассчитанные скорости ионизации солнечными протонами передавались в группу в Братиславе в качестве входных параметров модели ионной химии. Ниже будут представлены полученные при фотохимическом моделировании результаты. Позднее в работах [Озолин и др., 2009; Funke et al., 2011] реакция нижней ионосферы была рассчитана для возмущений октября-ноября 2003 г.

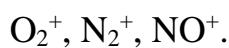
Остановимся кратко на физических процессах, определяющих состояние нижней ионосферы.

### 2.6.1. Область D ионосферы (краткие сведения)

Область D ионосферы, расположенная приблизительно на высотах 50-90 км, является наиболее сложной областью в ионосфере. Она образуется под действием наиболее проникающей части ионизирующих излучений. Характерным для этой области является наличие слабо ионизированной плазмы, большая плотность нейтральных частиц, а также реакции прилипания и отрыва электронов и сложных ионообменных реакций. Процессы прилипания и отрыва электронов являются отличительной чертой области D. Ионизирующими излучениями являются заряженные частицы высоких энергий ( $> 1$  БэВ), входящие в состав галактических космических лучей, наиболее энергичная часть солнечного рентгеновского спектра ( $< 0.1$  нм), интенсивная солнечная линия водорода Лайман- $\alpha$  ( $L_\alpha$ ). 121,6 нм) и крайнее ультрафиолетовое излучение ( $< 111,8$  нм).

Второстепенным источником образования электронов является видимое и ультрафиолетовое излучение Солнца, поставляющее энергию, необходимую для отрыва слабо связанных электронов от отрицательных ионов. Важным в области D является присутствие окиси азота (NO) поскольку она сильно ионизируется излучением  $L_\alpha$ , поток которого в свою очередь сильно зависит от концентрации молекулярного кислорода, молекулы которого эффективно поглощают большую часть ультрафиолетового спектра. В то же время в спектре поглощения кислорода существует окно (область слабого поглощения). Это удачное совпадение позволяет значительному количеству излучения  $L_\alpha$  проникать в область D, делая NO важным источником ионов.

Положительными ионами, непосредственно образующимися под воздействием излучения в этой области, являются:



Масс-спектрометрический анализ ионов в области D свидетельствует о присутствии металлических и гидратных ионов. Исследования показали, что ниже 80

км доминируют тяжелые ионы-связки типа  $H^+(H_2O)_n$ . Высота, на которой происходит переход ионов-связок к молекулярным ионам, изменяется примерно от 70 до 90 км в зависимости от сезона и широты. Степень гидратации ионов ( $n$ ) зависит от геофизических условий (особенно от температуры), а также от содержания водяного пара в атмосфере. Наиболее распространеными ионами обычно являются гидраты с  $n$  от 2 до 4, однако при низких температурах в районе мезопаузы встречаются ионы с номером  $n$ , достигающим 8-9. В области холодной мезопаузы высоких широт наблюдаются очень тяжелые ионы  $H^+(H_2O)_{20}$ . Возможно, такие ионы могут играть существенную роль при образовании серебристых облаков.

В средних широтах наблюдались ионы металлов в газовой фазе. Вероятным источником этих ионов является абляция микрометеоров, в результате которой образуется большое количество ионов  $Mg^+$ ,  $Fe^+$  и т.д. Именно эти компоненты присутствуют на высотах 85-100 км, образуя отдельные слои.

Наблюдения ионосферы, основанные на анализе распространения радиоволн, показали, что ниже 65-70 км днем и 75-80 км ночью концентрация электронов мала. Однако из условия электронейтральности и регистрации наличия положительных ионов следовало, что должны существовать заметные концентрации отрицательных ионов. В результате лабораторных исследований была предложена схема химических реакций, приводящих к образованию отрицательных ионов. Цепочка реакций начинается с прилипания электрона к молекуле кислорода:



Скорость этой реакции зависит от плотности атмосферы ( $M$ ), поэтому свободные электроны почти полностью исчезают ниже некоторой высоты.

Более подробное описание процессов в нижней ионосфере можно найти в современных обзорах [Brasseur and Solomon, 2005; Криволуцкий, Куницын, 2007; Деминов, 2008; Pavlov, 2014]. Следует отметить первую отечественную фотохимическую модель, включающую химию области D [ Кошелев, Климов, Сутырин, 1983]. Правда, авторы этой работы не рассматривали воздействие частиц.

Ниже представлены результаты фотохимического моделирования воздействия СПС октября 1989 г. и июля 2000 г., иллюстрирующие вызванные этими протонными событиями изменения в нижней ионосфере.

Кратко остановимся на основных параметрах фотохимической модели ионной химии нижней ионосферы, разработанной в Университете г. Братислава (Словакия), которая была использована (совместно с моделью ЦАО) для реализации численных сценариев.

### 2.6.2. Краткое описание модели ионной химии

Фотохимическая модель нижней ионосферы, разработана для высот на высотах 50-100 км, включает ионизацию несколькими источниками [Ondraskova, 1993]. В дневное время это прежде всего Ly- $\alpha$  радиация (121,6 нм), жесткие рентгеновские лучи (0,05-1,0 нм и 3,1-10,0 нм) и Ly- $\beta$  излучение (102,6 нм). Рентгеновские лучи 3,1-10 нм, Ly- $\beta$  радиация и излучение 97,7 нм производят ионизацию выше ~95 км, т.е. по существу выше области D. Крайняя ультрафиолетовая радиация 102,7-111,8 нм ионизирует метастабильные молекулы O<sub>2</sub>(<sup>1</sup> $\Delta_g$ ) в верхней части области D, а галактические космические лучи играют роль в самой нижней ее части.

Ионизация NO излучением Ly- $\alpha$  является главным источником ионов в области D. Линия слабо поглощается в одном из окон спектра поглощения O<sub>2</sub>. Скорость ионизации рассчитывается по известной формуле

$$q_{Ly-\alpha}(z) = \sigma_{NO}^i n(NO) I_\infty(Ly-\alpha) \exp\left[-\sigma^a(O_2) \int_z^\infty n(O_2) dz Ch(z, \chi)\right],$$

где  $\sigma^a(O_2)$  – сечение поглощения O<sub>2</sub> на  $\lambda$  121,6 нм,  $\sigma^i_{NO}$  – сечение ионизации NO на  $\lambda$  121,6 нм,  $I_\infty(Ly-\alpha)$  – поток Ly- $\alpha$  излучения за пределами атмосферы. По [and Solomon, 2005]  $I_\infty(Ly-\alpha) = (3 \pm 1) \cdot 10^{11} \text{ см}^{-2} \text{ с}^{-1}$ , для  $\sigma^a(O_2)$  было принято значение  $0,8 \cdot 10^{-24} \text{ м}^2$  [5], для  $\sigma^i_{NO}$  значение  $1,84 \cdot 10^{-22} \text{ м}^2$  [Laštovička, 1976].

Ионизация излучением в полосе 102,7-111,8 нм оценивалась по формуле, приведенной в [Paulsen et al., 1972]:

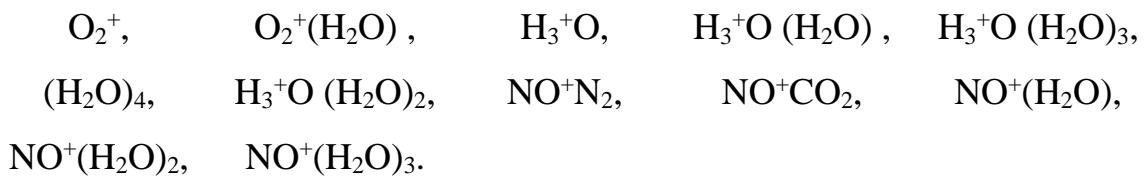
$$q(z) = n(O_2(^1\Delta_g)) \{ 0,549 \cdot 10^{-9} \exp(-2,406 \cdot 10^{-20} N(O_2)) + 2,614 \cdot 10^{-9} \\ \exp(-8,508 \cdot 10^{-20} N(O_2)) \} (\text{см}^{-3}\text{с}^{-1}),$$

где  $N(O_2) = \int_z^{\infty} n(O_2) dz Ch(z, \chi)$ .

В формуле заложены данные об интенсивности излучения в полосе согласно измерениям [Hall and Hinteregger, 1970]. Использовано распределение  $n(O_2)$  из CIRA 1972 [CIRA 1972]. Для расчетов использовались концентрации  $O_2(^1\Delta_g)$ , полученные на основе данных [Paulsen et al., 1972] между 70 и 90 км и данных [Haslet et al., 1969]. В интервале 90-100 км использованы данные [Brasseur, Solomon, 2005].

Для расчета концентраций ионов решалась система нелинейных уравнений непрерывности вида  $f_i(x_1, \dots, x_n) = 0$  ( $i=1, \dots, n$ ) для всех положительных и отрицательных ионов. Неизвестные концентрации находились методом Ньютона. Также накладывалось условие электронейтральности.

В модели рассчитываются следующие ионизированные составляющие:  
Положительные ионы



Электроны и отрицательные ионы



Список реакций, определяющий ионную химию, приведен в Приложении 1.

Основными ионизирующими агентами в модели являются линии Ly-β и 97,7 нм. Обе они поглощаются  $O_2$ , а соответствующая скорость ионизации определяется выражением

$$q_\lambda(z) = n(O_2)\sigma^i(O_2)I_\infty(\lambda)\exp(-\sigma^a(O_2)\int_z^\infty n(O_2)dzCh(z,\chi)).$$

Для сечений ионизации были приняты значения  $1 \cdot 10^{-22}$  м<sup>2</sup> и  $2,5 \cdot 10^{-22}$  м<sup>2</sup> для линий Ly-β и 97,7 нм, соответственно. Для сечений поглощения – значения  $1,52 \cdot 10^{-22}$  м<sup>2</sup> и  $4,0 \cdot 10^{-22}$  м<sup>2</sup> для этих линий.

Ионизация рентгеновскими лучами рассчитывалась согласно формуле, приведенной в [Swider, 1969]

$$q_x(z) = n(M)\int_{\lambda 1}^{\lambda 2} \sigma^a \frac{E(\lambda)}{W} I_\infty(\lambda) \exp\left[-\sigma^a \int_z^\infty n(M)dzCh(z,\chi)\right] d\lambda,$$

где  $n(M)$  – полная плотность числа частиц,  $\sigma^a$  – сечение поглощения рентгеновских лучей в воздухе. Энергия фотонов в интервале  $\lambda$  0,1 – 1 нм меняется от 12,4 кэВ до 1,24 кэВ, что намного больше энергии, необходимой для образования одной пары ионов  $W=35$  эВ. Спектр, полученный на спутнике OSO-4 [Culhane, 1969], был использован для расчета ионизации излучением в интервале 0,05-1 нм. Следует иметь в виду, что рентгеновские лучи в интервале 2,0-3,09 нм не дают большого вклада в ионизацию области 50-100 км из-за большого сечения поглощения.

Ионизация галактическими космическими лучами рассчитывалась по формуле, полученной в [Heaps, 1978] для высот больше 30 км:

$$q_{ГКЛ}(z) = (A + B \sin^4\phi) n(M),$$

где  $A=1,74 \cdot 10^{-18}$  с<sup>-1</sup>,  $B=2,84 \cdot 10^{-17}$  с<sup>-1</sup> и  $B=1,96 \cdot 10^{-17}$  с<sup>-1</sup> для условий высокой и низкой солнечной активности, соответственно ( $\phi$  – геомагнитная широта,  $n(M)$  – полная плотность числа частиц воздуха, известная из стандартной атмосферы). На рисунке 2.16 изображены профили скоростей ионизации для спокойных условий, рассчитанных в модели.

Ниже представлены профили скоростей ионизации вышеперечисленными факторами, заложенными в модель, а также соответствующие профили электронной концентрации и ионов.

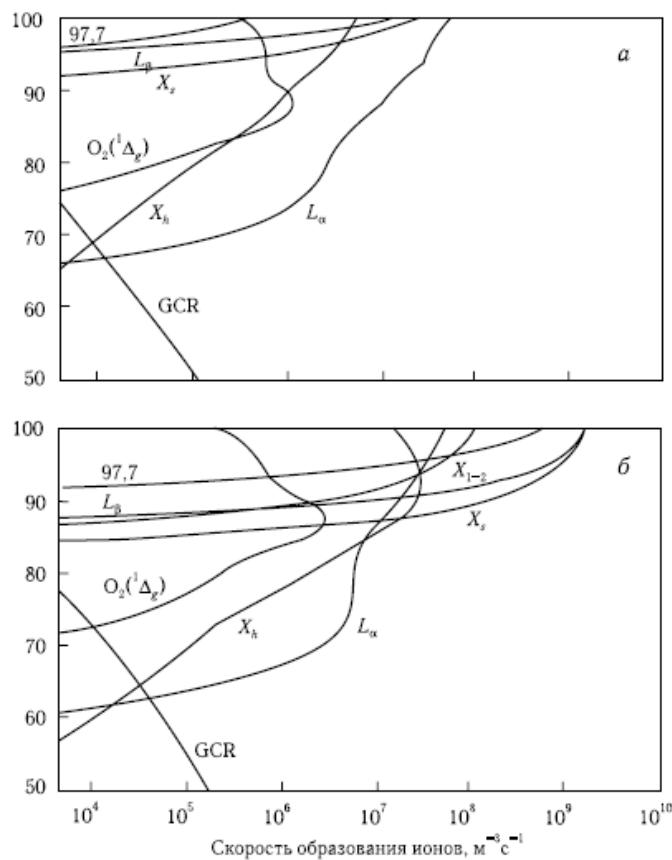


Рис. 2.16. Скорость ионизации различными источниками зимой при  $\chi=73^\circ$  (вверху) и летом при  $\chi=23^\circ$  (внизу) [Ondrášková, 1993].

На рисунках 2.17 и 2.18 показаны примеры вертикальных распределений положительных ионов для зимнего и летнего полдня. Распределения близки к полученным в [Brasseur G., De Baets, 1986]. Видно сезонное различие в концентрациях  $\text{NO}^+$  и  $\text{O}_2^+$ : ионы  $\text{NO}^+$  доминируют зимой, а ионы  $\text{O}_2^+$  — летом выше ~85 км.

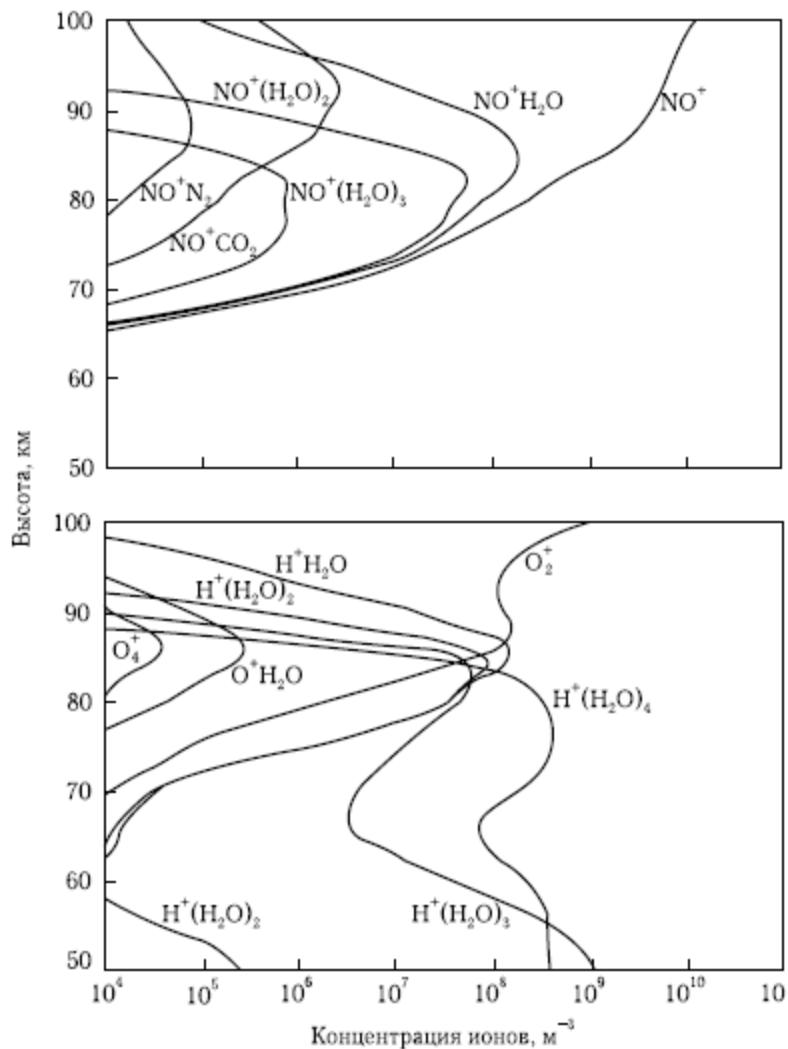


Рис. 2.17. Вертикальное распределение положительных ионов в зимних условиях [Ondrášková, 1993].

Ниже представлены рассчитанные в модели вертикальные распределения отрицательных ионов на 50° широты представлены для зимних и летних условий. За исключением  $O_2^-$  все отрицательные ионы практически исчезают выше 78-80 км. Ниже 70 км наиболее обилен ион  $CO_3^-$  (для схемы реакций без учета  $NO_2^-$  и  $NO_3^-$ ).

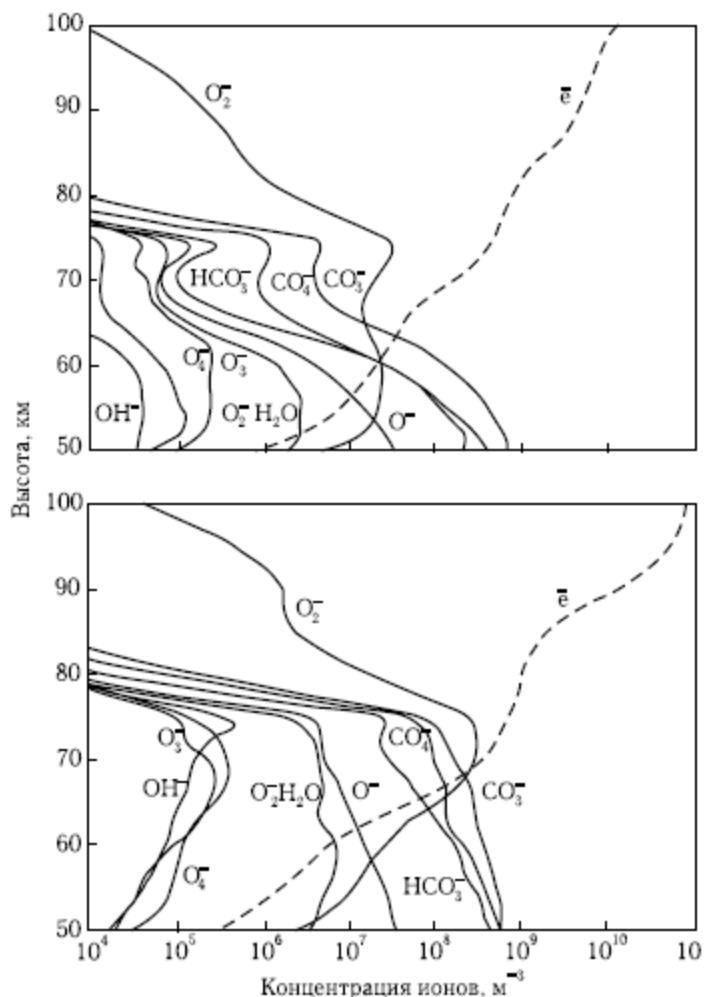


Рис. 2.18. Вертикальное распределение отрицательных ионов зимой (вверху) и летом в средних широтах [Ondrášková, 1993].

Представленные результаты достаточно хорошо соответствуют расчетам по другим (немногочисленным) моделям для невозмущенных условий. Ниже изображен рассчитанный по данной модели профиль электронной концентрации для средних широт (полдень), наложенный на профили электронной концентрации, измеренных в ракетных пусках [Brasseur, Solomon, 2005]. Видно, что соответствие измерений и модельные расчеты достаточно хорошо соответствуют друг другу.

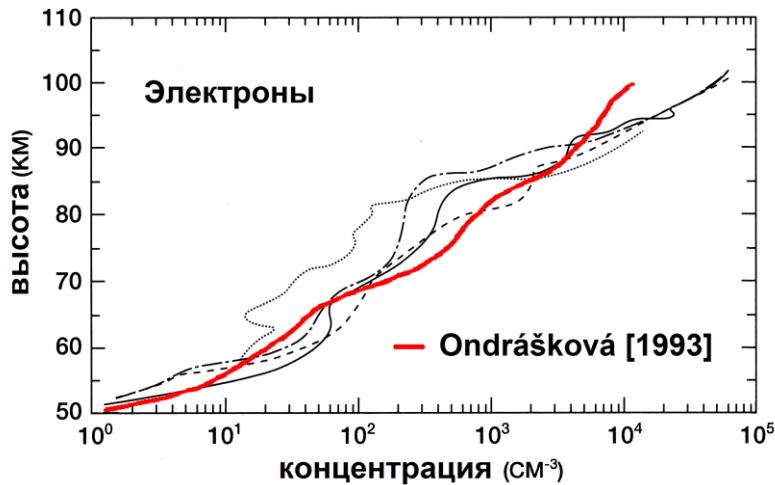


Рисунок. 2.19. Профили электронной концентрации по ракетным пускам [Brasseur, Solomon, 2005] и модельным расчетам [Ondraskova, 1993] для средних широт (полдень)

### 2.6.3. Результаты реализации численных сценариев

При моделировании влияния на ионосферу солнечных протонных событий учитывался прежде всего дополнительный источник ионизации протонами вспышки. Общая ионизация распределялась между ионами  $N_2^+$ ,  $N^+$ ,  $O_2^+$ ,  $O^+$  в пропорциях 0,585; 0,185; 0,154; 0,076 [Брасье, Соломон, 1986]. Быстрое превращение ионов  $N_2^+$  в ионы  $O_2^+$  и  $NO^+$  считалось пропорциональным концентрациям  $O_2$  и  $O$  соответственно, поскольку константы скоростей этих процессов близки по величине [Брасье, Соломон, 1987]. Считалось, что первичные ионы  $N^+$  образуют равные количества  $NO^+$  и  $O_2^+$  в реакциях с  $O_2$ . Кроме того, учитывалось влияние на концентрации ионов и электронов образуемых в результате дополнительной ионизации молекул активного азота ( $NO$ ) и водорода ( $OH$ ).

Были реализованы численные сценарии воздействия мощных СПС 19 октября 1989 г. и 14 июля 2000 г. Расчеты ионизации полярной атмосферы для этих СПС были выполнены в ЦАО наряду с моделированием отклика нейтрального химиче-

ского состава. Результаты этих расчетов были переданы автору модели ионной химии для реализации численных сценариев воздействия потоков протонов в период СПС на ионный состав. Как было сказано выше, уравнения модели ионной химии не содержат времени. Временная зависимость при реализации сценариев учитывалась в модели через серии повторных расчетов с использованием возмущенных профилей нейтральных составляющих (расчеты ЦАО), профилей скоростей ионизации протонами в период СПС (расчеты ЦАО), а также учетом временного хода зенитного угла Солнца. Расчеты были выполнены также для полудня и полуночи.

Ниже представлены результаты фотохимического моделирования СПС 19 октября 1989 г.

СПС 19 октября 1989 г.

Потоки солнечных протонов в различных интервалах энергии для расчета скорости ионизации принимались в соответствии с измерениями на спутнике “Метеор” [Perejaslova et al., 1995]. Учитывалась также в это время (17 октября-17 ноября) ионизация рентгеновскими лучами 0,05-0,4 и 0,1-8 нм с использованием данных спутника GEOS-7 [Solar-Geophysical Data, 1990] и галактическими космическими лучами в соответствии с параметризацией [Heaps, 1978] для полярной шапки.

Ионизация высыпающимися релятивистскими электронами была взята из [Brasseur, De Baets, 1986] и ионизация ночью рассеянной Ly- $\alpha$  радиацией по [Aikin, 1972].

Как было сказано выше (в параграфе 2.6.3.) во время СПС протоны создавали дополнительные первичные ионы  $N_2^+$ ,  $N^+$ ,  $O_2^+$  и  $O^+$  в пропорциях 0,585; 0,185; 0,154 и 0,076 от общей скорости ионизации. Расчеты проводились отдельно для условий полудня и полуночи. В дни максимального потока протонов скорость ионизации

ими преобладала на всех высотах ниже 96-98 км до 40 км. Ниже 78 км протоны оставались основным источником ионизации до 20 дня СПС.

Ниже представлены результаты моделирования.

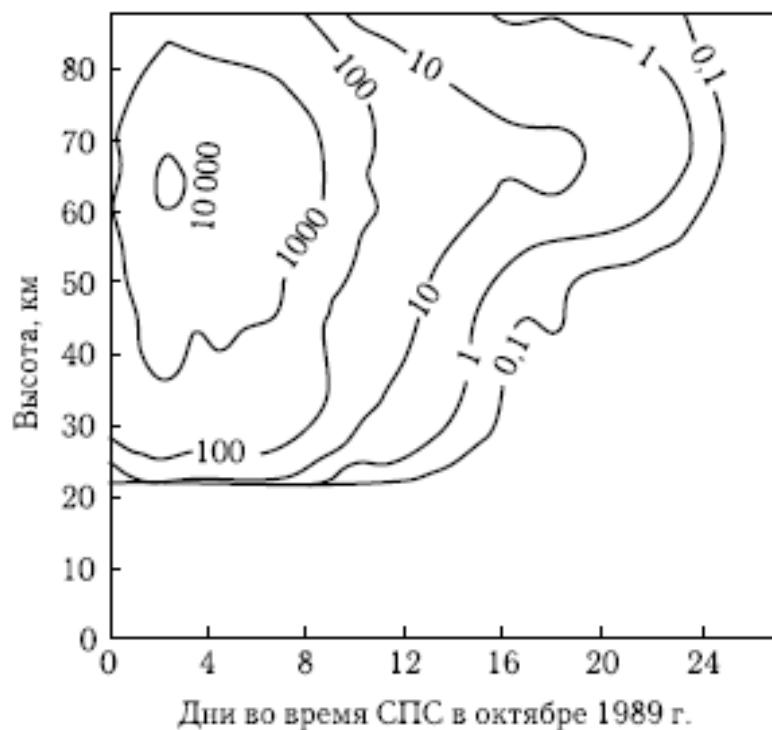


Рис. 2.20. Скорость ионизации ( $\text{см}^{-3}\text{с}^{-1}$ ) солнечными протонами во время СПС в октябре 1989 г., рассчитанная по измерениям на спутнике Метеор потоков протонов [Ondrášková et al., 2002].

На рис. 2.20 представлены результаты расчетов скорости ионизации солнечными протонами по измерениям на спутнике Метеор потоков протонов для  $70^\circ$  северной широты после начала СПС (19 декабря 1989 г.)

Видно, что область максимальной ионизации расположена в области высот 40-80 км и существует несколько дней после начала СПС. Видно также, что возмущение, вызванное солнечными протонами в период данного СПС, существует на этих высотах около двух недель. Следует заметить, что соответствующая ионизация при

этом была использована в расчетах по фотохимической модели нейтрального состава (через эффективности образования молекул нечетного азота и водорода) и в модели ионной химии в виде дополнительных источников  $N_2^+$ ,  $N^+$ ,  $O_2^+$  и  $O^+$  через соответствующие пропорции. Как уже говорилось, профили нейтральных химических составляющих для невозмущенных условий и их возмущения в период СПС передавались в качестве входных параметров в модель ионной химии.

На рисунках 2.21, 2.22 и 2.23 представлены расчеты изменений в содержании окиси азота, радикала OH и O<sub>3</sub> (в %), вызванных СПС. Результаты расчетов соответствуют полуденным условиям. Видно, что концентрация OH ночью сильно возрасала под действием протонов СПС и достигала  $7 \cdot 10^7$  см<sup>-3</sup> на высоте 65-70 км сразу же после СПС, а ночная концентрация NO возрасала почти до полуденных значений. Из приведенного рисунка видно также, что озон сильно разрушен в области максимальных значений скорости ионизации.

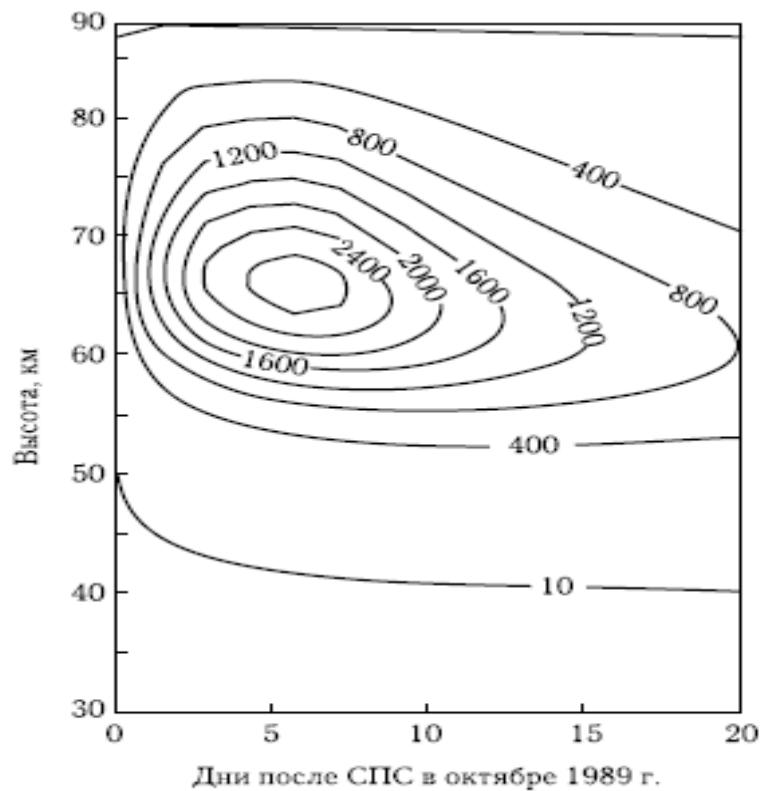


Рис. 2.21. Реакция  $[NO]$  (%) после СПС в октябре 1989 г. (полуденные значения), рассчитанная с помощью одномерной фотохимической модели  
[Krivolutsky et al., 2001]

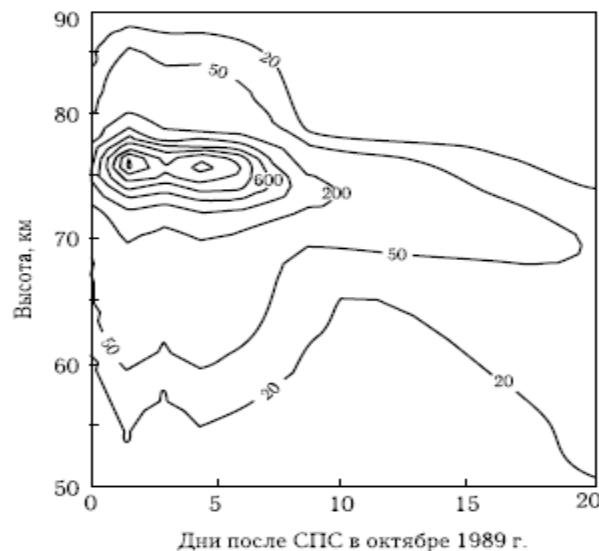


Рис. 2.22. Реакция [ОН] (%) после СПС в октябре 1989 г. (полуденные значения), рассчитанная с помощью одномерной фотохимической модели [Krivolutsky et al., 2001].

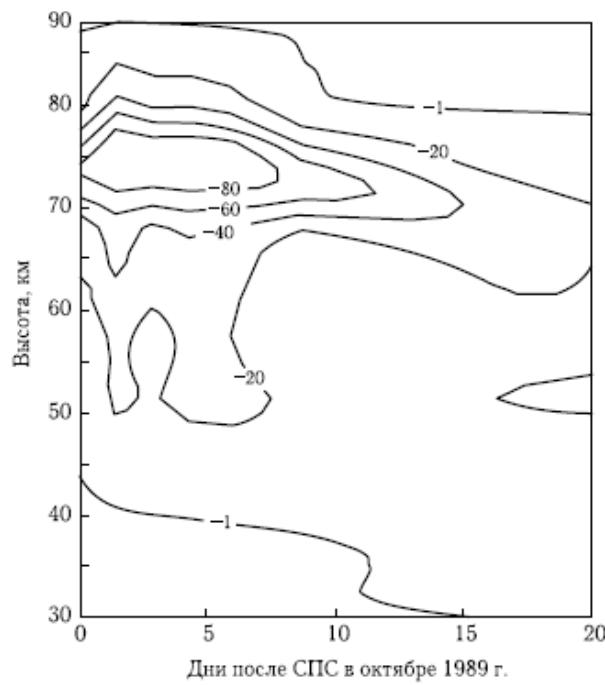


Рис. 2.23. Реакция озона (%) после СПС в октябре 1989 г. (полуденные значения), рассчитанная с помощью одномерной фотохимической модели [Krivolutsky et al., 2001].

Результаты расчетов скоростей ионизации и изменений нейтрального состава в период СПС были введены, как уже говорилось, в модель ионного состава при реализации сценариев. Ниже приведены результаты моделирования.

На рис. 2.24 и 2.25 показана временная эволюция плотности электронов на высотах 50-98 км [Ondrášková et al., 2002]. Первые два дня представляют невозмущенные условия. В первый день СПС происходило быстрое возрастание плотности электронов и ночью и днем. Оно было очень сильным между 50 и 80 км и составило три порядка величины ниже 60 км. На больших высотах оно было меньше и становилось пренебрежимым к 90 км. Возрастание на высоте 100 км в первый день было вызвано вспышкой рентгеновских лучей. С уменьшением потока протонов плотность электронов постепенно падала к ее обычным значениям. Выше 80 км это было достигнуто на 12 день. Ниже 78 км, т.е. на высотах, характеризуемых сложной химией и присутствием отрицательных ионов, невозмущенные значения плотности электронов достигались позже – на 16 день и более того: плотность электронов продолжала уменьшаться после этого, в особенности ниже 60 км. Этот эффект вызывался изменениями нейтральных составляющих и уменьшением интенсивности солнечной радиации в преддверии полярной ночи.

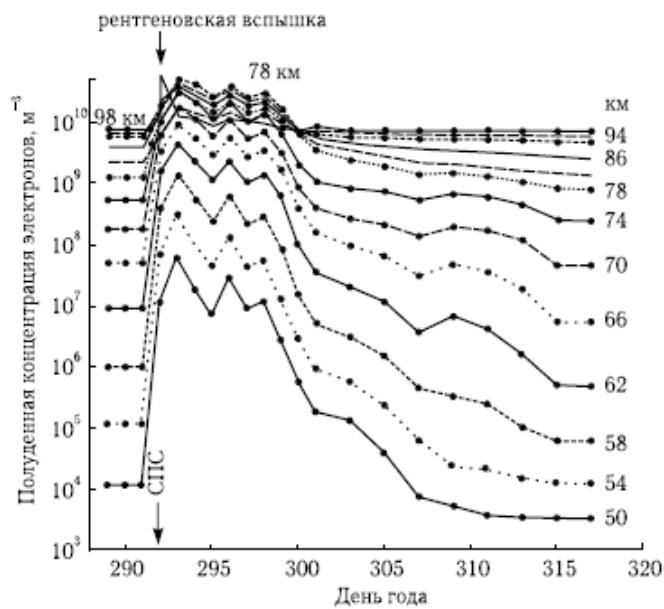


Рис. 2.24. Модельное изменение плотности электронов на  $70^\circ$  с.ш.,  $30^\circ$  в.д. на фиксированных высотах между 50 и 98 км до, во время и после СПС. Отмечен день начала вспышки (дневные условия) [Ondrášková et al., 2002].

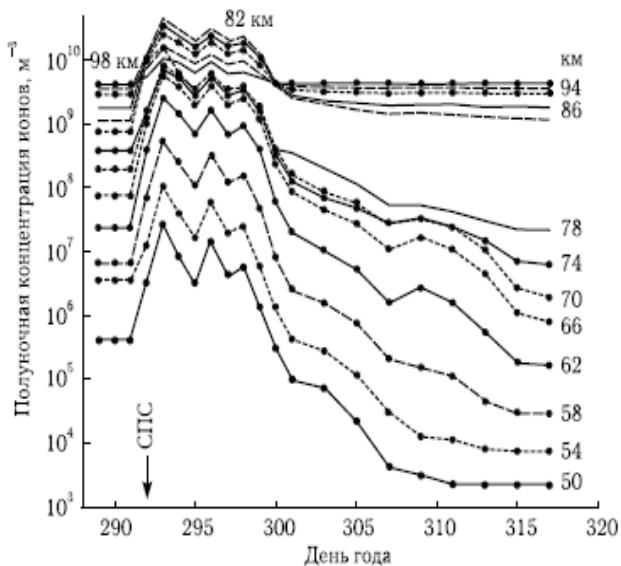


Рис. 2.25. То же, что и на рис. 2.23, но для ночных условий [Ondrášková et al., 2002]

На рис. 2.26 и 2.27 [Ondrášková et al., 2003] показано изменение за счет воздействия СПС полной плотности положительных ионов между 50 и 100 км днем и ночью, соответственно. Видно, что увеличение плотности ионов днем было больше ниже 78 км в первые 7 дней. Оно составило четыре порядка величины на второй день. Повышение на 100 км в первый день было вызвано рентгеновскими лучами. Повышение плотности ионов постепенно затухало к последнему 26 дню, но не исчезло полностью. Ночью реакция на СПС была похожей, но большое увеличение на более чем 4 порядка величины продолжалось дольше, чем днем. 21 октября (3 день) на 50 км возмущенная плотность ионов  $n_i$  и днем, и ночью была в 46 раз больше невозмущенной.

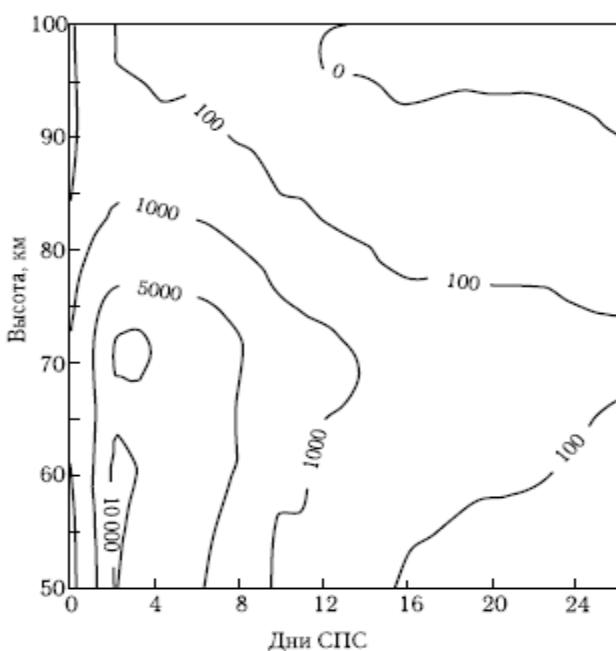


Рис. 2.26. Модельная реакция плотности положительных ионов (%) на СПС в октябре 1989 г. (полуденные значения).

Следует отметить, что сильные изменения (в %) в содержании электронов и ионных составляющих, полученные в расчетах, в значительной степени обуслов-

лены тем, что воздействия энергичных частиц на нижнюю высокоширотную ионосферу для данного СПС произошло в сезон, когда солнечная радиация ослаблена и соответствующие концентрации заряженных компонент низки. В связи с этим сильный дополнительный источник ионизации приводит к большому их относительному изменению.

### Сравнение с наблюдениями

К сожалению, для периодов СПС, выбранных для моделирования воздействия на область D ионосферу, отсутствуют данные наблюдений, с которыми можно было бы сравнить результаты моделирования. В то же время некоторое сравнение можно провести на основе результатов последнего отечественного ракетного корабельного эксперимента.

В период СПС октября 1989 года проводился ракетный эксперимент в высоких широтах южного полушария на НИС «Академик Ширшов». В ходе эксперимента впервые удалось измерить в комплексе изменения в содержании озона, температуры, окиси азота, напряженность электрического поля в атмосфере, а также содержания ионов во время сильного СПС. Результаты этого уникального эксперимента опубликованы в работах [Zadorozhny et al., 1994].

На рис. 2.27 изображено изменение потока солнечных протонов с энергиами 4,2-8,7 МэВ по данным измерений со спутника GOES-7. На рисунке видно, что 19 октября 1989 г. поток солнечных космических лучей возрос на несколько порядков. Возросший в 1000 раз поток при этом сохранялся практически в течении недели. В этом также уникальность этого события.

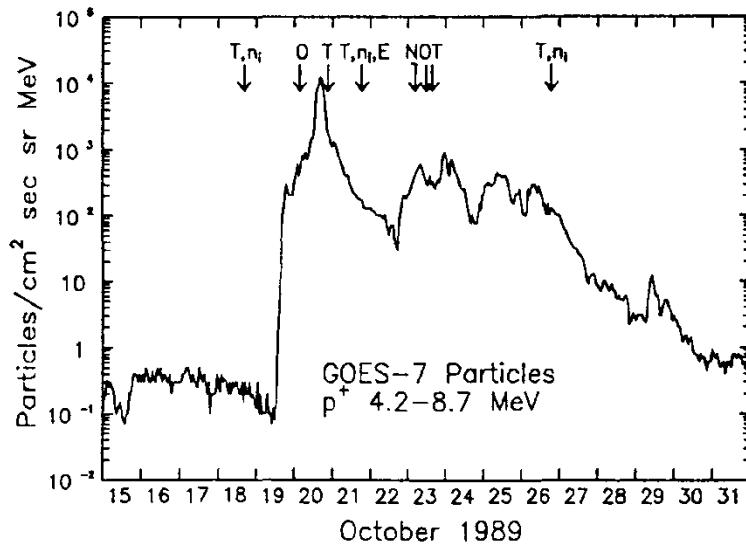


Рис. 2.27. Изменение потока солнечных протонов с энергиами 4,2-8,7 МэВ по данным измерений со спутника GOES-7 в период СПС в октябре 1989 г. [Zadorozhny et al., 1994].

Всего в ходе эксперимента с борта НИС было выпущено 19 метеорологических ракет, однако только 7 из них было выпущено после вспышки. Полученные данные позволили провести сравнение параметров атмосферы в возмущенных условиях с невозмущенными.

Окись азота измерялась после вспышки в одном пуске 23 октября 1989 г. На рис. 2.28 представлен профиль концентрации NO, полученный в пуске 23 октября, а также профили окиси азота, полученные в невозмущенных условиях. На приведенном рисунке видно сильное (более, чем на порядок) увеличение концентрации NO, которая на высоте 50 км составила  $2 \cdot 10^9$  частиц/см<sup>3</sup>.

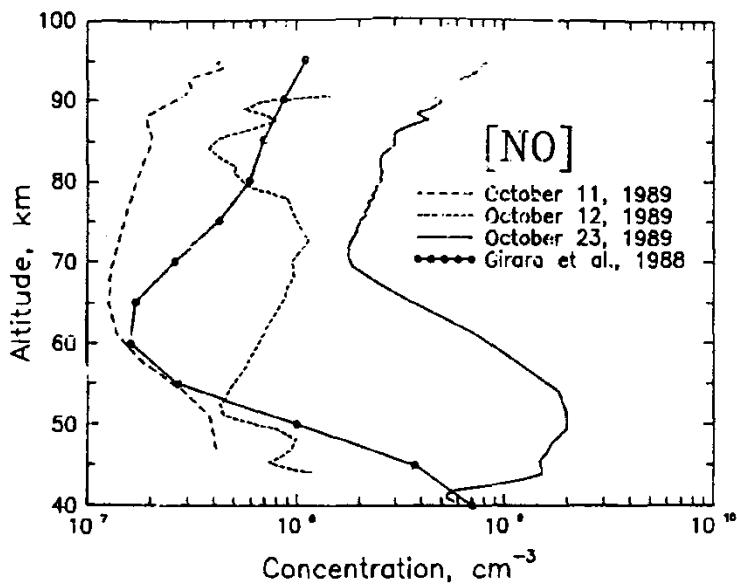


Рис. 2.28. Измеренная окиси азота до и после СПС 19 октября 1989 г. в высоких широтах южного полушария, которая демонстрирует сильное увеличение плотности ионов [Zadorozhny et al., 1994].

Увеличение окиси азота должно привести к уменьшению содержания озона на этих высотах. На рис. 2.29 изображено отклонение измеренных профилей концентрации озона (%) относительно осредненного по всем пускам профиля для 23 октября (сплошная кривая) и 20 октября. Видно, что изменения в содержании озона возрастили по мере накопления окислов азота в атмосфере в период СПС.

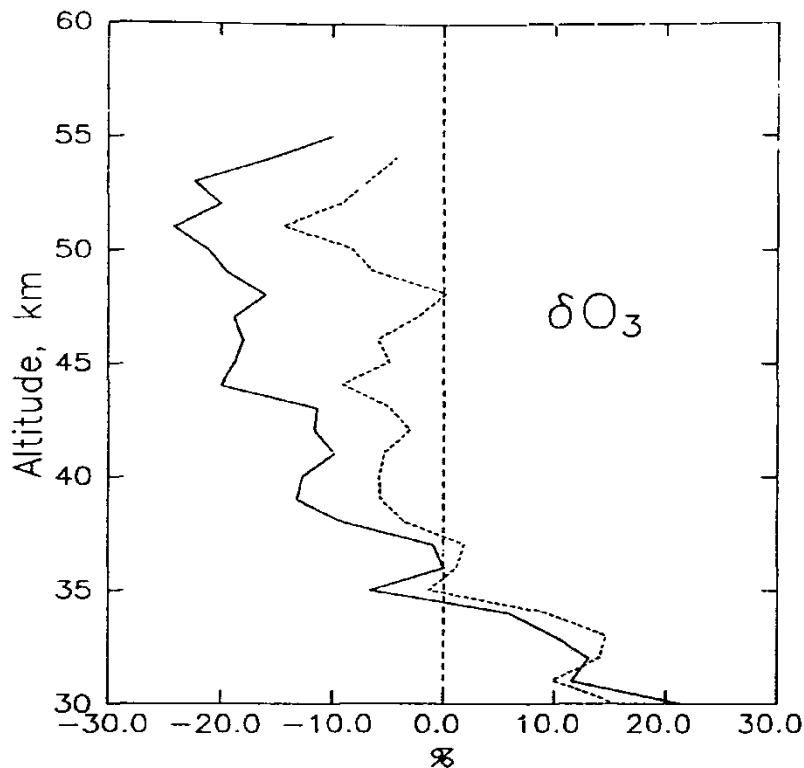


Рис. 2.29. Отклонение измеренных профилей концентрации озона (%) относительно осредненного по всем пускам профиля для 23 октября (сплошная кривая) и 20 октября (видно, что изменения в содержании озона возрастили по мере накопления окислов азота в атмосфере в период СПС).  
[Zadorozhny et al., 1994].

Наконец, в ходе эксперимента были измерены параметры ионизированной составляющей. На рис. 2.30 изображена измеренная вертикальная структура плотности положительных ионов до и после СПС 19 октября 1989 г. в высоких широтах южного полушария, которая демонстрирует сильное увеличение плотности ионов. Плотность ионов настолько возросла, что был превышен инструментальный порог измерений. Данное обстоятельство, к сожалению, не позволило получить данные выше 50 км.

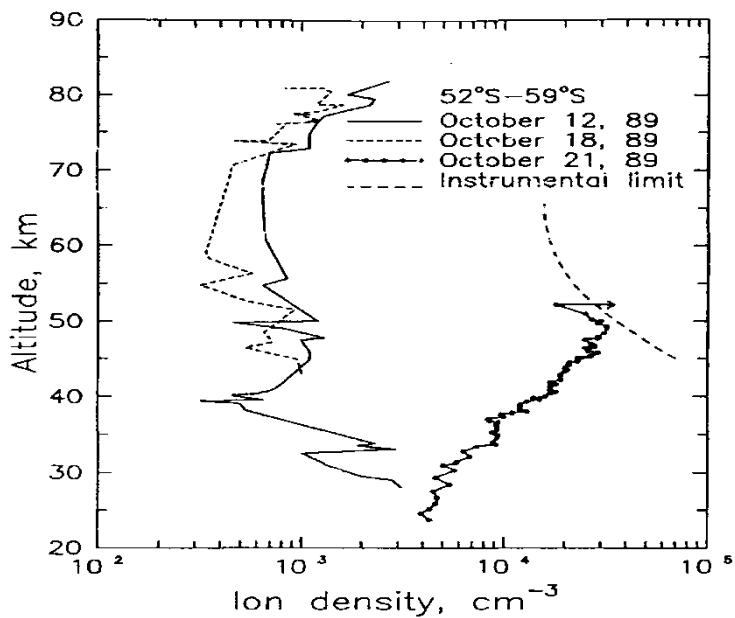


Рис. 2.30. Измеренная вертикальная структура плотности положительных ионов до и после СПС 19 октября 1989 г. в высоких широтах южного полушария, которая демонстрирует сильное увеличение плотности ионов.

[Zadorozhny et al., 1994].

В некоторых ракетных пусках описываемого эксперимента измерялась вертикальная составляющая электрического поля. Измерения, проведенные 21 октября 1989 г., показали сильные отличия в профиле вертикальной составляющей электрического поля, как по величине, так и по знаку. Измеренные величины ( $E_z$ ) вертикальной составляющей электрического поля, а также измерения плотности ионов ( $n_i$ ), позволяют оценить вертикальную составляющую плотности тока в атмосфере ( $j_z$ ). Оценки, сделанные авторами, показали, что во время СПС плотность тока возрастает примерно в 100 раз вблизи высоты 60 км по сравнению с невозмущенными условиями.

Возвращаясь к измерениям положительных ионов в период СПС (рис. 2.30) и сравнивая его с модельными расчетами (рис. 2.26), можно, на взгляд автора, заключить, что, несмотря на отсутствие полного соответствия условий моделирования и

наблюдений (южное полушарие, другие условия освещенности, более низкие широты, отсутствие данных о ионном составе на высотах больших 50 км), существует их даже количественное соответствие. Следует еще раз подчеркнуть уникальность данного эксперимента.

### СПС 14 июля 2000 года

С использованием моделей нейтральной и ионной химии и аналогичного подхода было проведено моделирование отклика нижней ионосферы высоких широт северного полушария на протонную вспышку 14 июля 2000 года.

Вновь была рассчитана ионизация протонами с использованием методики, предложенной в работе [Vitt and Jackman, 1996] по данным о потоках протонов, измеренных на GOES, для периода возмущений, вызванных ионизацией частицами и изменениями состава в полярных областях. Затем рассчитаны изменения состава в модели нейтральной химии. Эти данные были опять положены в основу численного сценария с моделью ионной химии.

В предыдущих главах последствия воздействия СПС 14 июля 2000 г. были подробно рассмотрены, поэтому мы остановимся только на расчетах изменений в распределении и эволюции заряженных составляющих.

Следует напомнить, что, несмотря на то, что достаточно кратковременный всплеск ионизации в период протонного события (не более 2-3 суток в данном случае) может привести к более продолжительной реакции, как мы видели по результатам моделирования СПС 19 октября 1989 года. Это последействие обусловлено в основном большим временем жизни азотных окислов, которые не только разрушают озон в этой области высот, но и трансформируют распределения многих других нейтральных составляющих, влияющих на ионизированные компоненты.

Как будет показано в Главе 4, СПС 14 июля 2000 года вызвало очень интересные динамические и температурные эффекты в этой области, в частности нагрев

нейтральной атмосферы. Для оценки последствий такого нагревания на электронную концентрацию был реализован численный сценарий.

Ниже кратко представлены результаты расчетов изменений в области D.

На рисунке 2.31 представлены модельные профили электронной концентрации (относительно невозмущенных условий) в северной и южной полярных областях для различных моментов времени после начала СПС через 12, 36, 60, 84, 108 часов, соответственно.

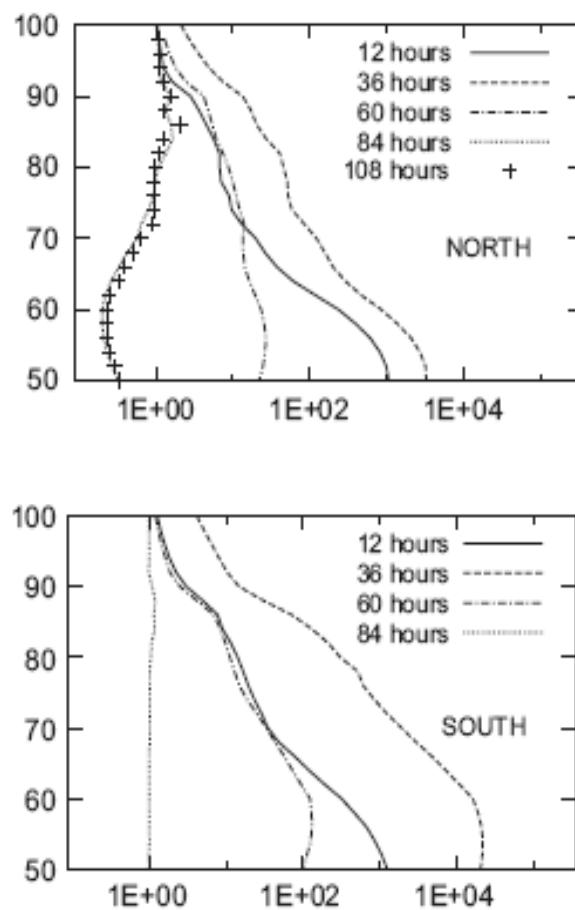


Рис. 2.31. Вертикальная структура модельных относительных изменений электронной концентрации по сравнению с невозмущенными условиями над северной (вверху) и южной полярными областями [Ondraskova et al., 2008].

Из приведенного рисунка видно, что отклик электронной концентрации в относительных единицах в различных полярных областях в целом сходен, увеличиваясь на более низких высотах (где меньше абсолютные значения концентрации электронов). В то же время эффект СПС несколько сильнее над южной полярной областью, что вызвано несколько большими значениями скоростей ионизации. Последнее обстоятельство обусловлено различием в параметрах самой атмосферы (более низкие значения плотности воздуха), которые были учтены при расчетах скоростей ионизации. Ниже приведен расчет изменений в содержании положительных ионов.

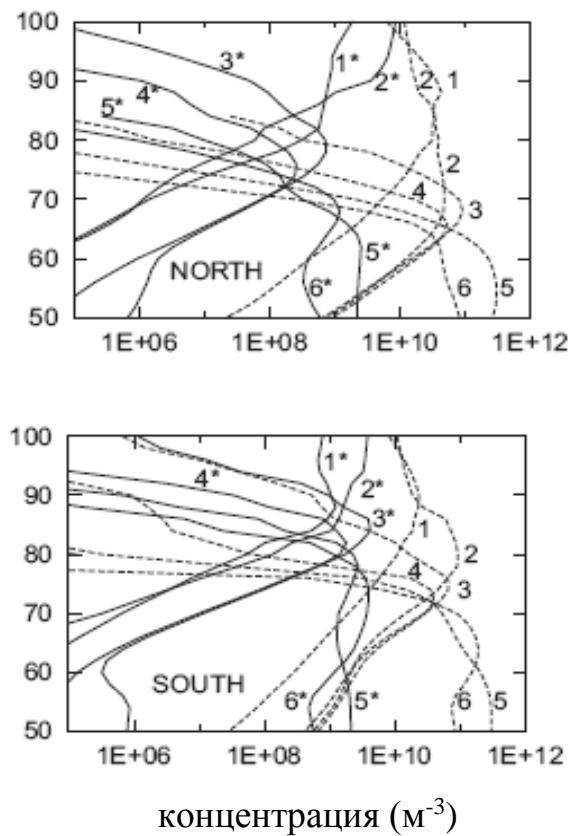


Рис. 2.32. Модельные профили положительных ионов на  $70^\circ$  широты в невозмущенных условиях (сплошные линии) и в момент максимальной ионизации протонами СПС 14 июля 2000 г. (пунктирные линии) над северной (вверху) и южной полярными областями:  
 1 –  $\text{O}_2^+$ ; 2 –  $\text{NO}^+$ ; 3 –  $\text{H}_3\text{O}^+$ ; 4 –  $\text{H}_3\text{O}^+\cdot\text{H}_2\text{O}$ ; 5 –  $\text{H}_3\text{O}^+\cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ; 6 –  $\text{H}_3\text{O}^+\cdot 3\text{H}_2\text{O}$   
 (Ondraskova et al., 2008).

На приведенном рисунке 2.32 следует обратить внимание на увеличение тяжелых ионов в нижней части области, а также на различие в вертикальном распределении большинства положительных ионов в северной и южной полярной областях, обусловленное как различием в параметрах атмосферы, так и различием в освещенности (полярная ночь в южной полярной области и полярный день в северной). Возвращаясь к результатам ракетного корабельного эксперимента в период СПС октября 1989 г., отметим, что модельные расчеты для СПС 14 июля 2000 г. дают

увеличение в районе высоты 50 км, находящееся в достаточно хорошем согласии с измерениями. Заметим, что в данном случае следует проводить сравнение наблюдений с эффектом в северной полярной области, поскольку это ближе по условиям освещенности.

## 2.7. Обсуждение результатов и выводы к Главе 2

Полученные и представленные в данной работе результаты дают возможность, на взгляд автора, дать достаточно детальную картину изменений в озонасфере высоких широт северного полушария, вызванных протонной активностью Солнца в 23-ем цикле его активности. Следует отметить, что в период с 1997 до 2006 года зарегистрировано 117 сильных СПС ( $I_m > 1 \text{ см}^{-2}\text{с}^{-1}\text{ср}^{-1}$  в максимуме события для протонов с энергией, больше 10 МэВ). Для наиболее сильных СПС были предварительно рассчитаны основные радиационные характеристики каждого события: средний спектральный индекс  $\gamma$ , в представлении спектра в виде  $E^{-\gamma}$ , полный поток протонов за все событие —  $I \text{ см}^{-2}$ , привнесенный протонами поток энергии —  $W \text{ МэВ см}^{-2}$ . Из проведенного анализа следует, что в текущем 23 цикле максимальные значения параметров  $I \text{ см}^{-2}$  и  $W \text{ МэВ см}^{-2}$  зарегистрированы не только в эпоху максимума 2000 — 2001 года (июль и ноябрь), но и на фазе спада 23 цикла вплоть до эпохи минимума. Самые незначительные уровни наблюдались в 1999 году, но были несколько выше минимальных уровней предыдущих четных циклов. Анализ характеристик сильных СПС показал, что 37% СПС (43 из 117) содержат протоны с энергиями больше 100 МэВ. Величины суммарных радиационных параметров 23 цикла превосходят аналогичные величины 21 цикла и примерно в 5 раз меньше, чем соответствующие параметры 22 цикла. Параметры  $I$  и  $W$  одиночного события 23 цикла меньше, чем параметры 22 цикла в 4.3 и 5.1 раз соответственно. Число СПС

в текущем цикле несколько меньше, чем в 22 цикле. Таким образом, можно заключить, что 23 цикл был менее активен. В то же время отличительной чертой 23-го цикла явилось наличие мощных СПС на ветви спада.

Таким образом, по данным о потоках протонов во время СПС можно выделить три наиболее сильные вспышки: 14 июля 2000 г., 28 октября 2003 г. и 4 ноября 2001 г. Однако, рассчитанные величины интегрального производства ионов в периоды СПС несколько меняют эту иерархию по потокам, ставя на первое место протонную вспышку 28.10.2003 г., на второе – вспышку 14 июля 2000 г. и на третье – СПС 4 ноября 2001 г.

Фотохимическое моделирование изменений озона, проведенное для периодов СПС, показало, что по количеству разрушенных молекул в столбе атмосферы лидирует 04.11.2001, и далее – СПС 08.11.2000, 22.11.2000. Интересно, что в этот список не попали события 14 июля 2000 г. и 28 октября 2003 г. По-видимому, здесь решающее значение имел сезонный фактор, определяющий длительность светового дня и вертикальное распределение плотности атмосферы. Фотохимические реакции в период последних двух указанных СПС происходили в условиях повышенной инсоляции по сравнению с ноябрьскими событиями. В этих условиях после разрушения  $O_3$  в результате вспышек реакции его восстановления происходили более активно.

Следует отметить найденный при фотохимическом моделировании отклика на СПС 16 января 2005 г. эффект «последействия» – повторный «провал» в кривой изменения концентрации озона после окончания полярной ночи. Это явилось следствием активизации каталитических циклов разрушения озона после восхода Солнца с участием аккумулированных в мезосфере окислов азота, образованных при вспышке.

На взгляд автора, представляют также интерес результаты сравнения численного моделирования с данными измерений озона и окиси азота (данные прибора HALOE, установленного на спутнике UARS). Полученное хорошее соответствие для периода СПС 14 июля 2000 г. говорит о том, что развитая в 70-х годах XX века

теория, позволившая получить оценки эффективности выхода молекул OH и NO при ионизации атмосферы частицами высоких энергий космического происхождения, дает надежную основу для моделирования этих явлений, в том числе для прогноза последствий СПС в атмосфере Земли. Соответствие для периода СПС 14 июля 2000 г. говорит о корректности развитой теории и полученных на ее основе количественных оценок эффективности выхода молекул OH и NO при ионизации атмосферы, использованных при фотохимическом моделировании в данной работе.

Данный вывод создает основу для моделирования явлений, связанных с взаимодействием космических частиц высоких энергий и атмосферой Земли, а также прогноза последствий СПС для озонасферы.

Основные результаты Главы 2:

- 1) В 23-ем цикле активности наиболее мощные потоки солнечных протонов (пиковые значения) достигли атмосферы Земли в периоды СПС: 14.07.2000 г., 28.10.2003 г. и 04.11.2001 г.
- 2) В 23-ем цикле активности наибольшие потоки энергии протонов (пиковые значения) принадлежали СПС: 14.07.2000 г., 08.11.2000 г. и 28.10.2003 г.
- 3) Уникальность 23-го цикла активности проявилась в наличии серии сильных СПС на фазе спада цикла.
- 4) В 23-ем цикле активности наибольшую интегральную ионизацию атмосферы высоких широт северного полушария вызвали СПС: 28.10.2003 г., 14.07.2000 г., 04.11.2001 г.
- 5) В 23-м цикле солнечной активности наибольшее разрушение озона в высоких широтах северного полушария вызвали следующие СПС: 04.11.2001 г., 08.11.2000 г., 28.11.2000 г.
- 6) Согласно результатам моделирования, вспышки, произошедшие в светлое время года, дают кратковременный эффект воздействия на состав мезосферы (не более 2 суток), приводя к сильному разрушению молекул

озона и, одновременно, к его некоторому росту в верхней и средней стратосфере.

- 7) В соответствии с результатами фотохимического моделирования можно сделать вывод о сильном воздействии протонных событий октября 1989 года и июля 2000 года на нижнюю ионосферу, что в определенной степени подтверждается результатами корабельного ракетного эксперимента, проведенного в высоких широтах южного полушария в октябре 1989 г.
- 8) СПС, действующие на атмосферу в условиях короткого дня или полярной ночи, приводят к изменениям в содержании озона, сохраняющимся более длительный период (до 10 суток), а также могут приводить к повторному разрушению озона после восхода Солнца («запаздывающий эффект»).
- 9) Результаты расчетов по фотохимической модели находятся в хорошем соответствии с данными наблюдений со спутника UARS для периода СПС 14 июля 2000 г.
- 10) СПС октября 1989 г. и июля 2000 г. вызывают сильное (на порядок и более) изменение электронной концентрации и содержания ионов. Расчеты находятся в согласии с результатами ракетного корабельного эксперимента в период октября 1989 г.

## ГЛАВА 3. ТРЕХМЕРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ В ПОЛЯРНОЙ ОЗОНОСФЕРЕ, ВЫЗВАННЫХ ПРОТОННЫМИ ВСПЫШКАМИ НА СОЛНЦЕ

Фотохимическое численное моделирование прошло долгий путь от простого кислородного цикла (являющегося до сих пор стержнем всех фотохимических схем), предложенного С. Чепменом 1930 году, до современных глобальных трехмерных моделей. Ключевую роль в образовании озонасферы Земли при этом играет солнечная ультрафиолетовая (УФ) радиация, которая приводит к диссоциации многих газовых составляющих (таких как  $O_2$ ,  $H_2O$ ,  $N_2O$ ,  $NO_2$  и др.), продукты которой, в свою очередь, участвуют в химических реакциях, определяющих в конечном итоге содержание озона. Сравнение результатов моделирования с наблюдениями показало, что для воспроизведения широтной структуры полей озона, кроме фотохимических реакций, необходимо учитывать глобальный перенос химически активных атмосферных примесей, включая озон (поэтому важна трехмерность моделей).

Исторически интенсивное развитие фотохимического моделирования в значительной степени было обусловлено вызовами природы: глобальное уменьшение озона, «озоновая дыра» в Антарктике, возможное влияние высотной авиации на содержание озона и т.д. Следует при этом учитывать вклад солнечной активности на состояние озонасферы. При этом существенны, как уже говорилось выше, не только вариации УФ радиации, но и воздействие корпускулярных потоков (космические лучи, релятивистские электроны и др.). Подробное современное изложение этих вопросов можно найти в зарубежной [Brasseur and Solomon, 2005] и в отечественной литературе [Александров и др., 1992; Криволуцкий и Репнев, 2009; Ларин, 2013], а также кратко в 1-ой Главе настоящей работы.

Следует отметить, что в настоящее время в мире существует порядка десяти трехмерных моделей (включая данную модель), захватывающих мезосферу и даже нижнюю термосферу (две модели). Список и краткое описание этих моделей

можно найти в работе [Funke et al., 2011], которая посвящена результатам международного проекта НЕРРА (High Energetic Particle Precipitation in the Atmosphere). В качестве результатов проекта в работе приводится (впервые) сравнение изменений химического состава полярной атмосферы, вызванных потоками заряженных частиц в период сильных геомагнитных возмущений октября-ноября 2003 г., полученных по различным моделям, с данными наблюдений состава прибором MIPAS, который был установлен на спутнике ENVISAT. Следует также отметить, что первая отечественная трехмерная фотохимическая модель стратосферы с укороченным списком химических реакций была создана в 1985 г. [Задорожный и Магарычев, 1985]. В Институте вычислительной математики РАН создана версия климатической модели с фотохимическим блоком [Галин и др., 2007].

В настоящей Главе дается описание усовершенствованной версии трехмерной глобальной транспортной фотохимической модели тропосферы и средней атмосферы CHARM (CHemical Atmospheric Research Model), разработанной в Лаборатории химии и динамики атмосферы ЦАО [Криволуцкий и др., 2015]. Базовый вариант этой модели был создан в 2002 г. в рамках плановой тематики НИР Росгидромета [Криволуцкий и др., 2002]. В настоящей модифицированной версии модели расширен список химических реакций, добавлен блок, позволяющий учесть воздействие корпускулярных потоков космического происхождения, а также использованы в схеме переноса новые глобальные поля компонент ветра и температуры, рассчитанные с помощью модели общей циркуляции ARM (Atmospheric Research Model) [Криволуцкий и др., 2010, 2015]. В работе [Криволуцкий и др., 2015] представлены результаты, иллюстрирующие климатологию атмосферных примесей, а также отклик озоносферы на вариации УФ радиации в солнечном цикле и протонные вспышки.

### 3.1. Описание модели CHARM

#### 3.1.1. Метод решения

В модели CHARM был использован подход, позволяющий независимо описывать процессы адвективного переноса и фотохимические процессы, т.е. “метод расщепления” (по физическим процессам). Следует отметить, что в современных трехмерных моделях (например: [Balkanski et al., 1993; Rash et al., 1995; Kotamarthi et al., 1998; Rozanov et al., 2005]) используются две различные схемы адвективного переноса: полулагранжева (semi-Lagrangian, SL) [Staniforth and Cote, 1991] и схема переноса с сохранением моментов (в данном случае вторых моментов) – схема Пратера [Prather, 1986]. Обе вышеупомянутые численные схемы удовлетворяют требованиям, предъявляемым при моделировании переноса химических компонент в атмосфере. SL схема монотонна, имеет небольшую численную диффузию, пригодна для описания переноса примеси при больших пространственных градиентах и гарантирует устойчивость и точность при временных шагах интегрирования, больших, чем требует условие Куранта – Леви. В отличие от SL схемы консервативность схемы Пратера очень высока, но для устойчивости счета требует использования временных шагов, меньших, чем требуется для выполнения критерия Куранта – Леви.

Напомним, что при использовании SL метода уравнение неразрывности для химической примеси записывается в виде уравнения адвекции:

$$\frac{\partial \mu}{\partial t} + U \frac{\partial \mu}{a \cos \theta \partial \lambda} + V \frac{\partial \mu}{a \partial \theta} + W \frac{\partial \mu}{\partial z} = P_{AD} - L\mu, \quad (3.1)$$

где  $\mu$  — отношение смеси какой-либо химической компоненты;  $a$  — радиус Земли;  $P_{AD}$  — фотохимические источники, записанные в адвективной форме;  $L$  — характеристики фотохимических стоков;  $U$ ,  $V$  и  $W$  — компоненты скорости ветра.

В отличие от SL схемы, для решения уравнения неразрывности по схеме Пратера (являющейся существенно схемой Эйлера) его следует записать в потоковой (дивергентной) форме:

$$\frac{\partial(\mu\rho)}{\partial t} + \frac{\partial(U\mu\rho)}{a \cos \theta \partial \lambda} + \frac{\partial(V\mu\rho \cos \theta)}{a \cos \theta \partial \theta} + \frac{\partial(W\mu\rho)}{\partial z} = P_{di} - L\mu\rho, \quad (3.2)$$

где  $\rho$  — плотность воздуха.

Очевидно, обе формы уравнения переноса эквивалентны в случае, если справедливо уравнение неразрывности:

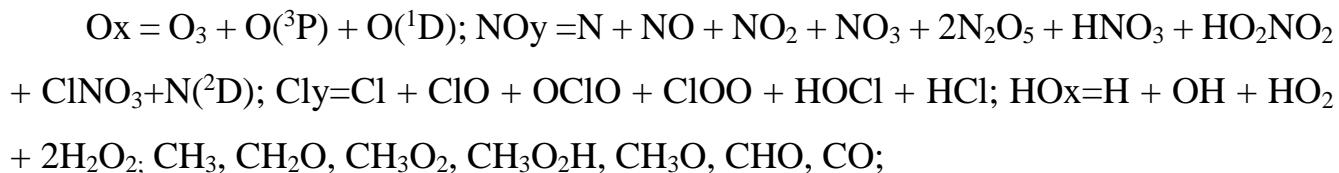
$$\frac{\partial(U\rho)}{a \cos \theta \partial \lambda} + \frac{\partial(V\rho \cos \theta)}{a \cos \theta \partial \theta} + \frac{\partial(W\rho)}{\partial z} = 0. \quad (3.3)$$

Для описания процессов адвективного переноса в CHARM был реализован один из наиболее точных методов — метод Пратера [Prather, 1986]. Соответствующие компоненты скорости рассчитывались, как уже говорилось, с помощью модели общей циркуляции. Идеология метода и алгоритм описаны в Приложении 2.

При интегрировании данной системы уравнений химической кинетики, которая относится к так называемым «жестким системам», был использован метод «химических семейств», предложенный в свое время работе [Turco and Whitten, 1974]. «Жесткость» систем соответствующих дифференциальных уравнений проявляется в данном случае в большом диапазоне значений характерных «времен жизни» химических компонент (от долей секунды до сотен лет), что потребовало бы очень малых временных шагов интегрирования. Метод «семейств» позволяет в значительной степени снять ограничения, накладываемые «жесткостью» системы, что позволяет значительно увеличить временной шаг. Фотохимический блок модели

описывает взаимодействие между 41-й химической составляющей, участвующей в 127-ми фотохимических реакциях (см. таблицы 1, 2 Приложения 2). В модели рассчитывались следующие химические компоненты:

- компоненты, входящие в химические «семейства»



- газы-источники:

$\text{CH}_4, \text{CO}_2, \text{N}_2\text{O}, \text{CF}_2\text{Cl}_2, \text{CFCl}_3, \text{H}_2, \text{Cl}_4, \text{Cl}_2, \text{CH}_3\text{Cl}, \text{CH}_2\text{Cl}, \text{O}_2$  (профиль фиксирован),  $\text{N}_2$  (профиль фиксирован),  $\text{M} = \text{O}_2 + \text{N}_2$  (концентрация молекул воздуха),  $\text{H}_2\text{O}$  (глобальное распределение фиксировано).

Вертикальный профиль молекулярного кислорода в расчетах был зафиксирован. Также не менялось глобальное (двумерное) распределение водяного пара, основанное на наблюдениях со спутника UARS (прибор HALOE).

Шаг интегрирования модели по времени варьировался от 100 до 500 с. Скорости диссоциации пересчитывались через 1 ч. модельного времени, что позволило корректно описать суточный ход солнечной радиации над фиксированной точкой сетки. Нижняя граница модели находится на уровне земли, верхняя – на высоте 88 км, шаг по высоте в модели составляет 2 км, разрешение по широте –  $5^\circ$ , по долготе –  $10^\circ$ . Начальные распределения всех МГС брались из расчетов по одномерной фотохимической модели [Krivolutsky et al., 2005]. При описании химии тропосферы были учтены, в параметрическом виде, процессы «вымывания» в облаках для некоторых компонент ( $\text{H}_2\text{O}_2, \text{HNO}_3, \text{HCl}, \text{HNO}_4$ ).

Гетерогенные реакции на поверхности аэрозольных частиц не учитывались. Глобальные поля компонент ветра и температуры брались из предварительных расчетов по модели общей циркуляции. При этом использовались соответствующие трехмерные поля, осредненные за сутки для всех дней года. В расчетах были ис-

пользованы приведенные в табулированном виде в работе [Sander et al., 2003] константы химических реакций, сечения поглощения и квантовые выходы. Концентрации химических компонент на нижней границе задавались в соответствии с [Models Intercomparison, 1999]. На верхней границе концентрации долгоживущих компонент на первом шаге задавались в соответствии с расчетами по одномерной модели, а короткоживущие компоненты (члены «семейства») находились из условия фотохимического равновесия.

Кратко остановимся на сущности использованного в данной работе метода расчета химических составляющих.

Без учета динамических факторов и процессов диффузии соответствующее уравнение (3.2) имеет вид:

$$\frac{\partial S^i}{\partial t} = P^i - L^i(S), \quad (3.4)$$

где  $P^i, L^i$  — источники и стоки некоторого химического «семейства» ( $S$ ). Задача на следующем этапе заключается в записи уравнения (3.4) в разностной форме, допускающей неявную схему интегрирования по времени, позволяющую реализовать устойчивость счета при достаточно больших шагах по времени. Для этого представим  $L(S)$  в виде разложения в ряд в окрестности  $j$ -го шага по времени:

$$L(S) = L(S_j) + (S_{j+1} - S_j) \frac{\partial L}{\partial S} |_{S_j}$$

С другой стороны, можно записать (имея в виду, что все химические реакции являются бимолекулярными по своей сути), что

$$L(S) = C_1 S + C_2 S^2 = L_1 + L_2,$$

где  $L_1, L_2$  — линейная и нелинейная части соответственно. Таким образом, можно записать:

$$\frac{\partial L}{\partial S} = C_1 + 2C_2 S = \frac{L_1 + 2L_2}{S_j}. \quad (3.5)$$

Воспользуемся этой линеаризованной формой записи и перепишем правую часть уравнения (5) в виде:

$$\begin{aligned} P^i - L^i(S) &= P^i - \left\{ L^i(S_j) + S_{j+1} \frac{\partial L}{\partial S_j} - S_j \frac{\partial L}{\partial S_j} \right\} = \\ &= P^i + S_j \frac{\partial L}{\partial S_j} - L_1(S_j) - L_2(S_j) - S_{j+1} \frac{\partial L}{\partial S_j} = \\ &= P^i + L_2 - \frac{L_1 + 2L_2}{S_j} S_{j+1}. \end{aligned} \quad (3.6)$$

Таким образом, уравнение (3.6) в разностной форме примет вид:

$$\frac{S_{j+1} - S_j}{\tau} = \hat{P}_j - \hat{L}_j S_{j+1}, \quad (3.7)$$

где  $\tau$  — шаг по времени, а

$$\begin{aligned} \hat{P}_j &= P^i + L_{2j}, \\ \hat{L}_j &= \frac{L_1 + 2L_2}{S_j}. \end{aligned} \quad (3.8)$$

Уравнение (3.7) является разностным аналогом уравнения (3.6), записанным в форме для интегрирования по неявной (устойчивой) схеме. При этом фотохимические источники и стоки переопределяются в соответствии с (3.8).

Составляющие химических “семейств” на каждом  $j+1$  шаге по времени рассчитываются следующим образом:

$$\mu_{j+1} = \frac{\mu_j + \tau P_j}{1 + L_j \tau}. \quad (3.9)$$

После этого вычисляются нормирующие множители

$$r = \frac{S_i}{\sum_k \alpha_k \mu_k}. \quad (3.10)$$

Значения отношений смеси для химических компонент на выходе каждого шага по времени находятся умножением величин на корректирующие множители (3.10).

Также кратко остановимся на работе радиационного блока, выходом которого являются глобальные поля скоростей фотодиссоциации.

Поглощение фотонов в ультрафиолетовой и видимой области спектра атмосферными молекулами могут вызвать их переходы в электронновозбужденное состояние с последующей фотодиссоциацией. При этом продукты фотодиссоциации играют, как известно, решающую роль в фотохимии средней атмосферы.

В модели скорости фотодиссоциации рассчитывались следующим образом [Brasseur and Solomon, 2005]:

$$J_i(z) = \int \Phi_i(\lambda) I(\lambda, z) \sigma_i(\lambda, T) d\lambda, \quad (3.11)$$

где  $\Phi_i(\lambda)$  — квантовый выход;  $\sigma_i(\lambda, T)$  — сечения поглощения;  $I(\lambda, z)$  — интенсивность потока солнечной радиации на уровне  $z$ , которая, в свою очередь, может быть записана в виде:

$$I(\lambda, z) = I_\infty(\lambda) \exp\left(-\sum \int \sum n_j(z) \sigma_j(\lambda, T) \sec \theta dz\right), \quad (3.12)$$

здесь  $I_\infty(\lambda)$  — интенсивность потока солнечной радиации на границе атмосферы;  $\theta$  — зенитный угол Солнца. В качестве поглощающих компонент, определяющих в выражении (3.12) оптическую толщину, использовались модельные расчеты  $O_3$  и  $NO_2$  (профили концентраций для каждого узла сетки), а также профили концентрации  $O_2$ . Суммирование в (3.12) происходит по этим трем компонентам (первое суммирование), а также по вертикали от уровня  $z$  до верхней границы модели. Шаг интегрирования по спектру в коротковолновой части составлял 1 нм, а в более длинноволновой — 2 нм. Скорости фотодиссоциации пересчитывались через каждый час модельного времени для воспроизведения суточного хода. При этом кроме суточных изменений, учитывались и сезонные изменения зенитного угла Солнца для данной широты места и его зависимость от высоты над поверхностью Земли. При «низком» Солнце ( $\theta > 75^\circ$ ) для учета кривизны земной поверхности использовались функции Чепмена [Swider and Gardner, 1967].

Верификация модели основывалась на сравнении результатов с данными наблюдений, приведенных в монографии [Brasseur and Solomon, 2005], а также на материалах международных сравнений моделей, организованных NASA [Two-Dimensional, 1988; Models Intercomparison..., 1999]. Использовались и результаты

международного сравнения моделей, проведенного в рамках участия в проекте HEPRA [Funke et al., 2011].

Ниже представлены результаты модельных расчетов глобального распределения озона и некоторых других малых газовых составляющих, демонстрирующих работоспособность модели, а также результаты воздействия протонных вспышек на озоносферу Земли.

### 3.1.2. Модельные глобальные распределения скоростей фотодиссоциации, озона и некоторых других химических компонент для среднего уровня активности Солнца

На рисунке 3.1 изображены зонально-осредненные величины скорости фотодиссоциации молекулярного кислорода (его распределение в модели фиксировано) на 1 января. Общая структура представленной величины количественно и качественно (смещение максимума фотодиссоциации в летнее полушарие) соответствует расчетам по двумерным моделям при сравнении радиационных блоков.

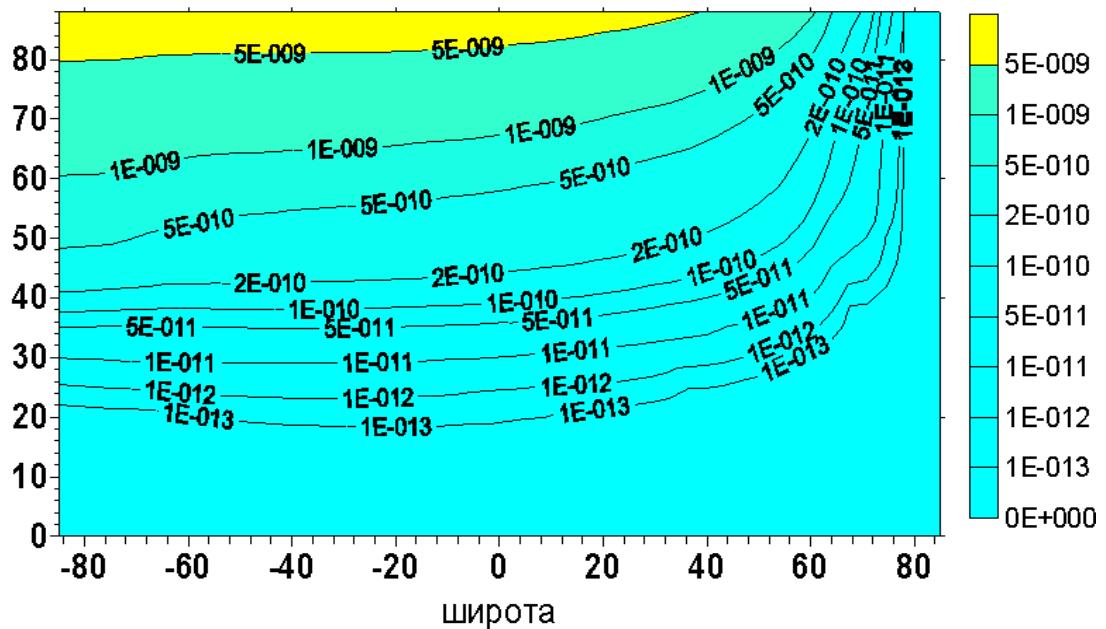


Рис. 3.1. Рассчитанные в 3D модели скорости фотодиссоциации молекулярного кислорода ( $\text{с}^{-1}$ ) на 1 января

На рисунке 3.2 представлены рассчитанные в модели среднезональные поля скорости фотодиссоциации молекулярного кислорода для 21 марта (весеннее равноденствие). Структура поля скорости фотодиссоциации, представленная на рисунке, также количественно (симметрия относительно экватора) и качественно соответствует расчетам по другим (двумерным) моделям.

На рисунках 3.3 и 3.4 изображены поля скорости фотодиссоциации молекулярного кислорода для моментов летнего солнцестояния и осеннего равноденствия соответственно. Из приведенных рисунков видно, что расчеты правильно воспроизводят годовой ход скорости фотодиссоциации, определяемой, в свою очередь, инсоляцией.

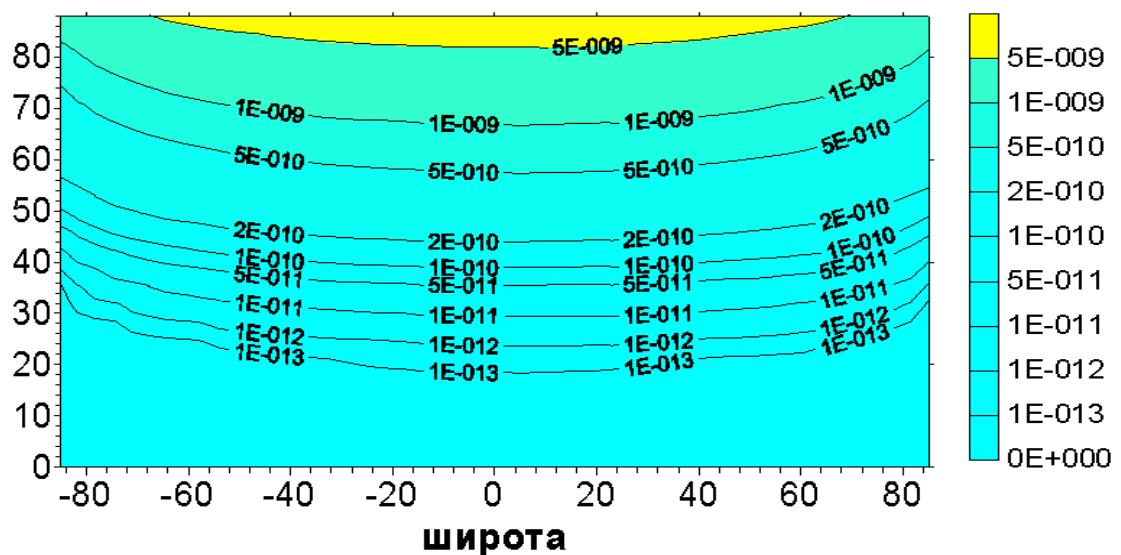


Рис. 3.2. Скорости фотодиссоциации молекулярного кислорода ( $\text{с}^{-1}$ ), рассчитанные в 3D модели, на 21 марта.

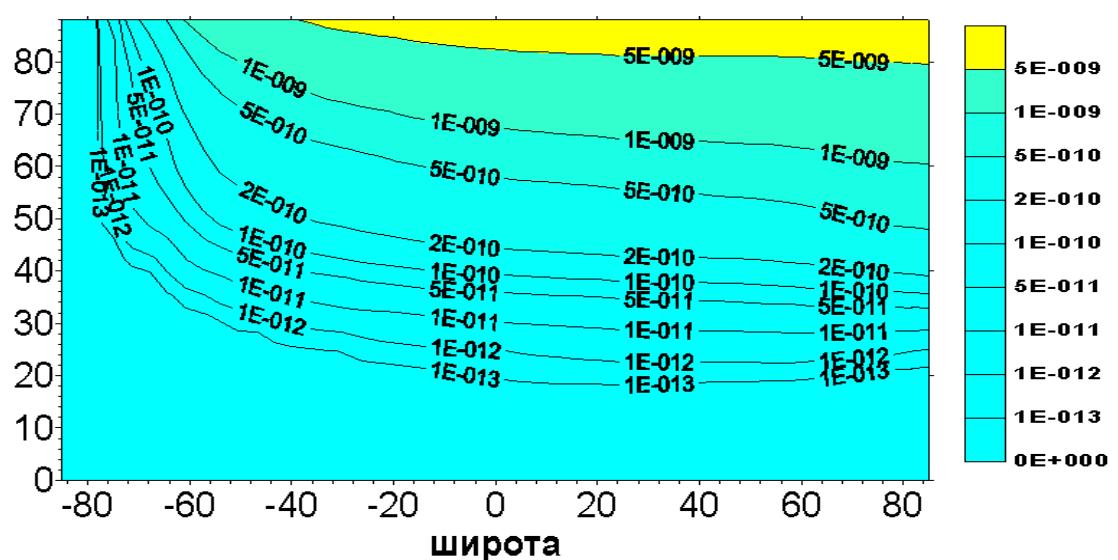


Рис. 3.3. Скорости фотодиссоциации молекулярного кислорода ( $\text{с}^{-1}$ ), рассчитанные в 3D модели, на 1 июля.

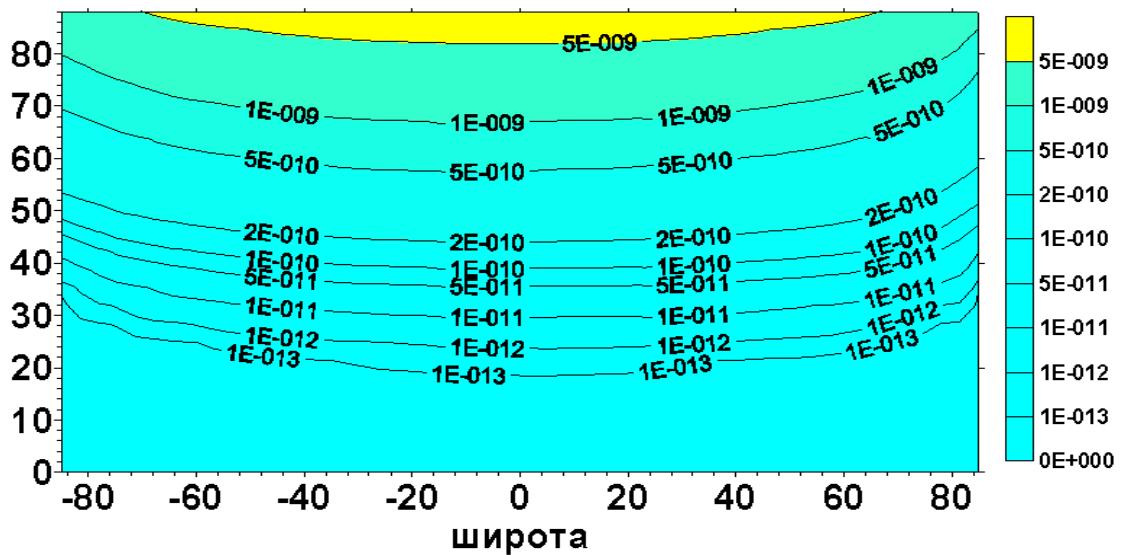


Рис. 3.4. Скорости фотодиссоциации молекулярного кислорода ( $\text{с}^{-1}$ ), рассчитанные в 3D модели, на 21сентября.

На рисунке 3.5 изображены зонально-средние значения скорости фотодиссоциации озона для 1 января. Сравнение показало, что данная картина хорошо соответствует расчетам других авторов [Brasseur and Solomon, 2005].

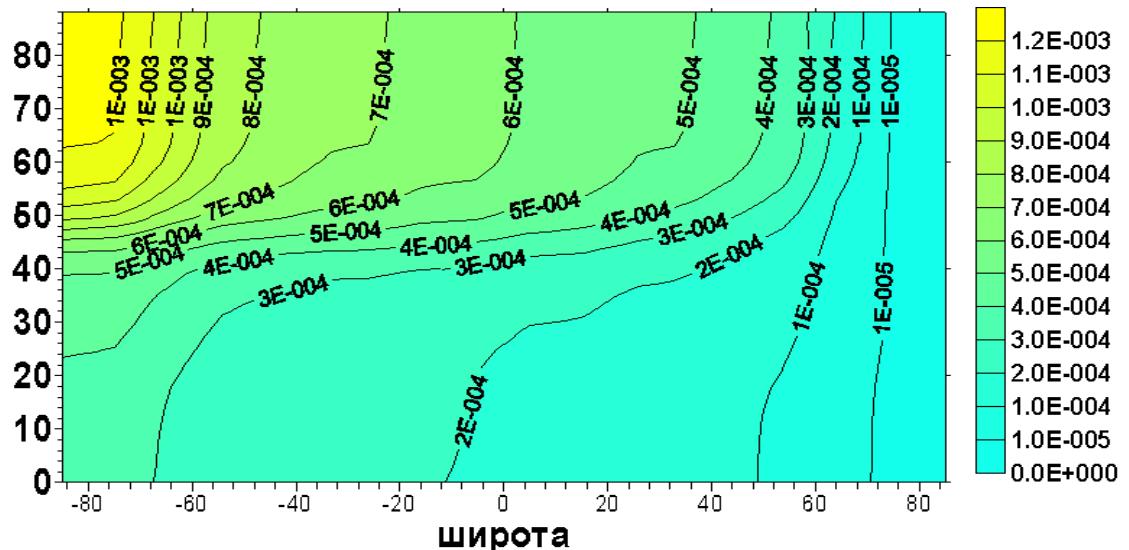


Рис. 3.5. Скорости фотодиссоциации озона ( $\text{с}^{-1}$ ), рассчитанные в 3D модели, на 1января

На рисунке 3.6 представлено поле скорости фотодиссоциации озона на высоте 40 км для четырех моментов времени (по Гринвичу): 0, 6, 12, и 18 ч. Представленная картина наглядно демонстрирует движение освещенной Солнцем области относительно фиксированной точки Земли, что является, очевидно, характерной чертой трехмерной модели.

На рисунке 3.7 представлено зонально-осредненное поле отношения смеси озона для января по модельным расчетам (*а*) и по наблюдениям со спутника UARS прибором HALOE (*б*). Видно, что рассчитанное глобальное распределение озона достаточно хорошо соответствует наблюдениям (как и расчетам по другим моделям). Правда, в наблюдениях нет данных для ночной полярной области и верхней мезосфери.

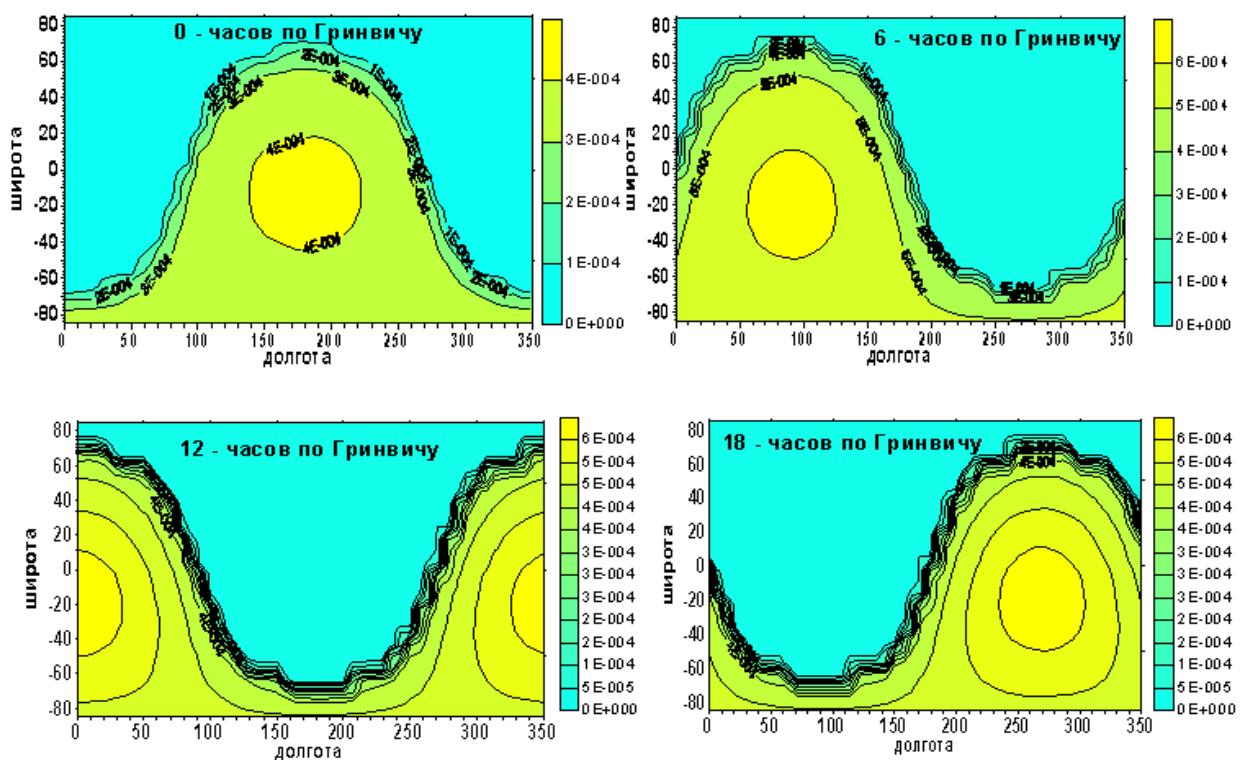


Рис. 3.6. Скорость фотодиссоциации озона (с-1) на высоте 40 км для различного времени суток (по Гринвичу), рассчитанная в 3D модели, на 1 января.

Интерес представляют модельные результаты для северной высокоширотной области (область полярной ночи), выявляющие локальный максимум отношения смеси озона в мезосфере. Механизм этого локального максимума требует специального исследования. Определенное подтверждение реальности его существования приводится в работе [Garcia and Solomon, 1983], основанное на наблюдениях полярного озона. Модельные расчеты показали устойчивость конфигурации глобального распределения озона с присущими ему сезонными чертами.

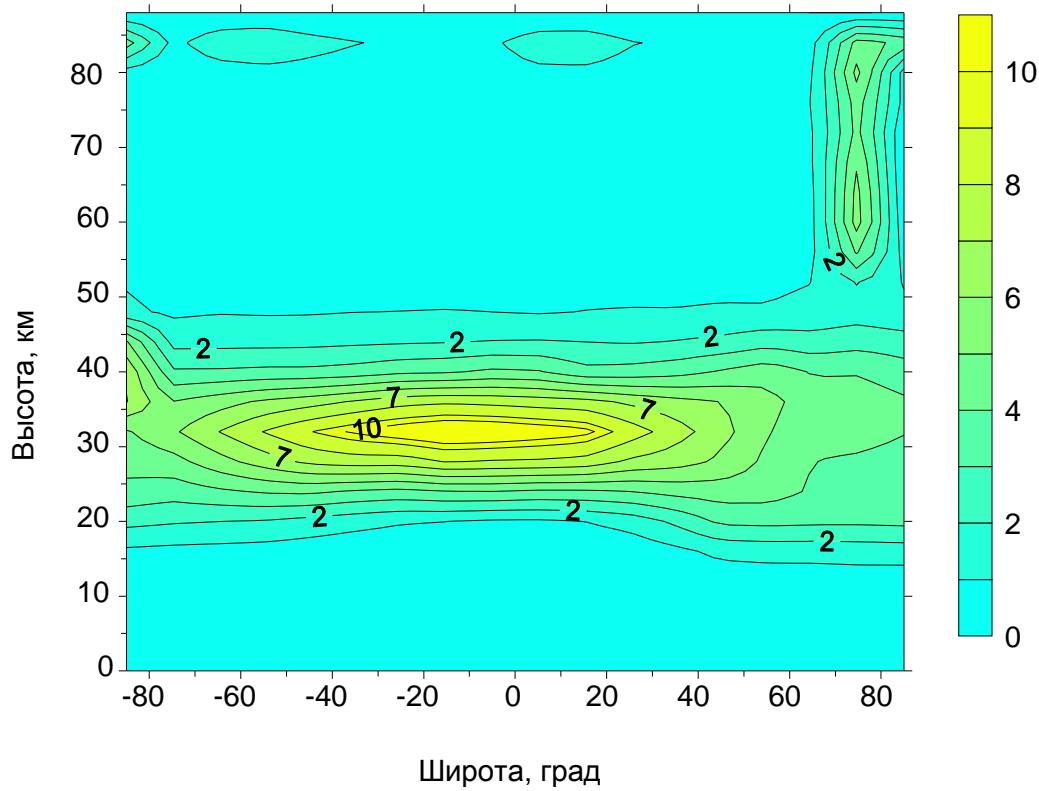


Рис. 3.7. Зонально-осредненное поле отношения смеси озона (ppmv) для января по модельным расчетам [Криволуцкий и др., 2015]

На рис. 3.8 изображены выборочные рассчитанные профили концентрации озона для 15, 35 и 65°с.ш. для 22 марта от поверхности Земли до высоты 50 км, а также соответствующие профили, полученные на основе измерений [Brasseur and

Solomon, 2005]. Видно, что модельные распределения хорошо соответствуют наблюдениям, демонстрируя характерные черты широтного хода озона – высокий максимум в тропической зоне, и более низкий максимум в более высоких широтах при увеличении площади под кривой распределения (общего содержания озона).

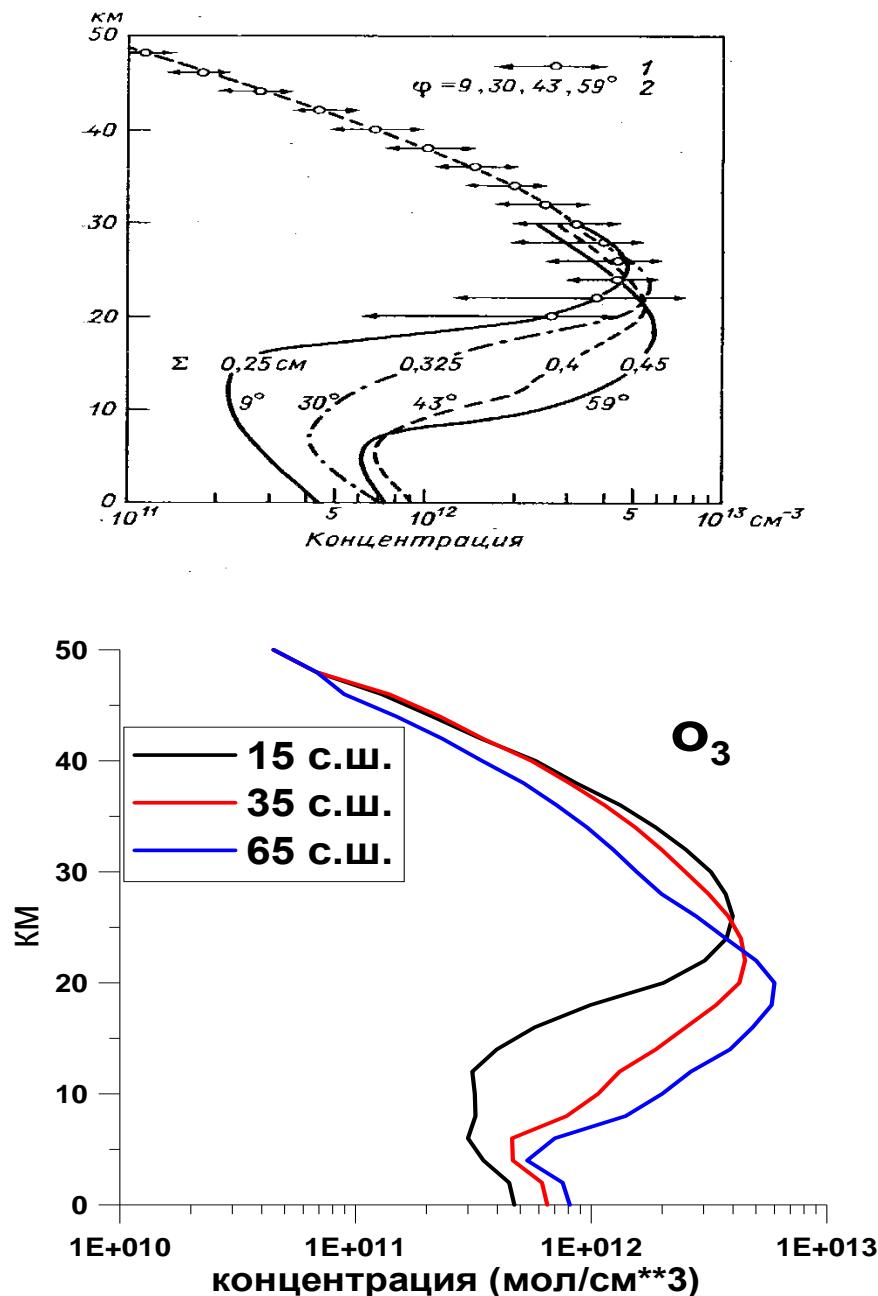


Рис. 3.8. Выборочные, рассчитанные по 3D модели CHARM (внизу) профили концентрации озона для 15, 35 и 65° с. ш. для 22 марта от поверхности Земли до высоты 50 км, а также соответствующие профили, полученные на основе измерений [Brasseur and Solomon, 2005]

Рисунок 3.9 демонстрирует модельное поведение профиля концентрации озона, а также атомарного кислорода выше 40 км на широте 35°N для 22 марта (00 ч по Гринвичу). Представленные распределения также хорошо соответствуют

наблюдениям [Brasseur and Solomon, 2005]. На этом рисунке изображены среднезональные профили озона и атомарного кислорода.

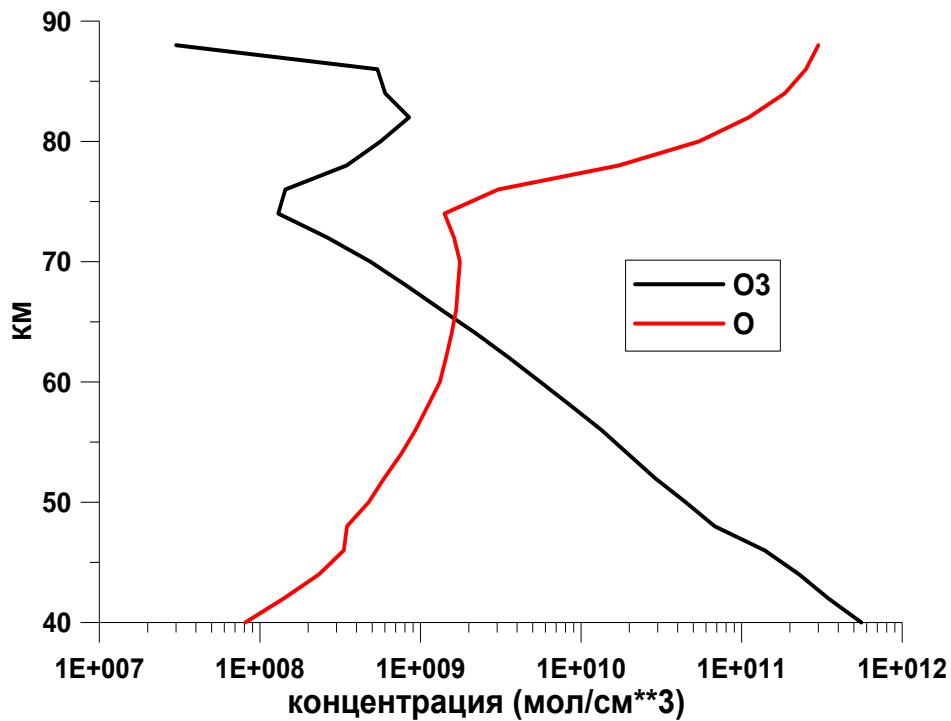


Рис. 3.9. Модельное поведение профиля концентрации озона (среднезональные значения) и атомарного кислорода выше 40 км на широте 35° с.ш. для 22 марта (00 ч по Гринвичу) [Криволуцкий и др., 2015]. Представленные модельные распределения соответствуют наблюдениям [Brasseur and Solomon, 2005]

Известно [CIRA' 1996], что озон в верхней стратосфере и в мезосфере имеет хорошо выраженный суточный ход, причем ночью содержание озона больше, чем днем. На рис. 3.10 представлено широтно-долготное распределение отношения смеси озона на высоте 70 км (00 ч по Гринвичу), наглядно демонстрирующее наблюдаемые черты (качественные и количественные) суточного хода озона на этих высотах (увеличение содержания озона от дня к ночи). Механизм этого явления связан с большим временем жизни атомарного кислорода на этих высотах, что

приводит к продолжающемуся «нарабатыванию» молекул озона в реакции тройных соударений в отсутствии механизмов его разрушения вследствие фотодиссоциации.

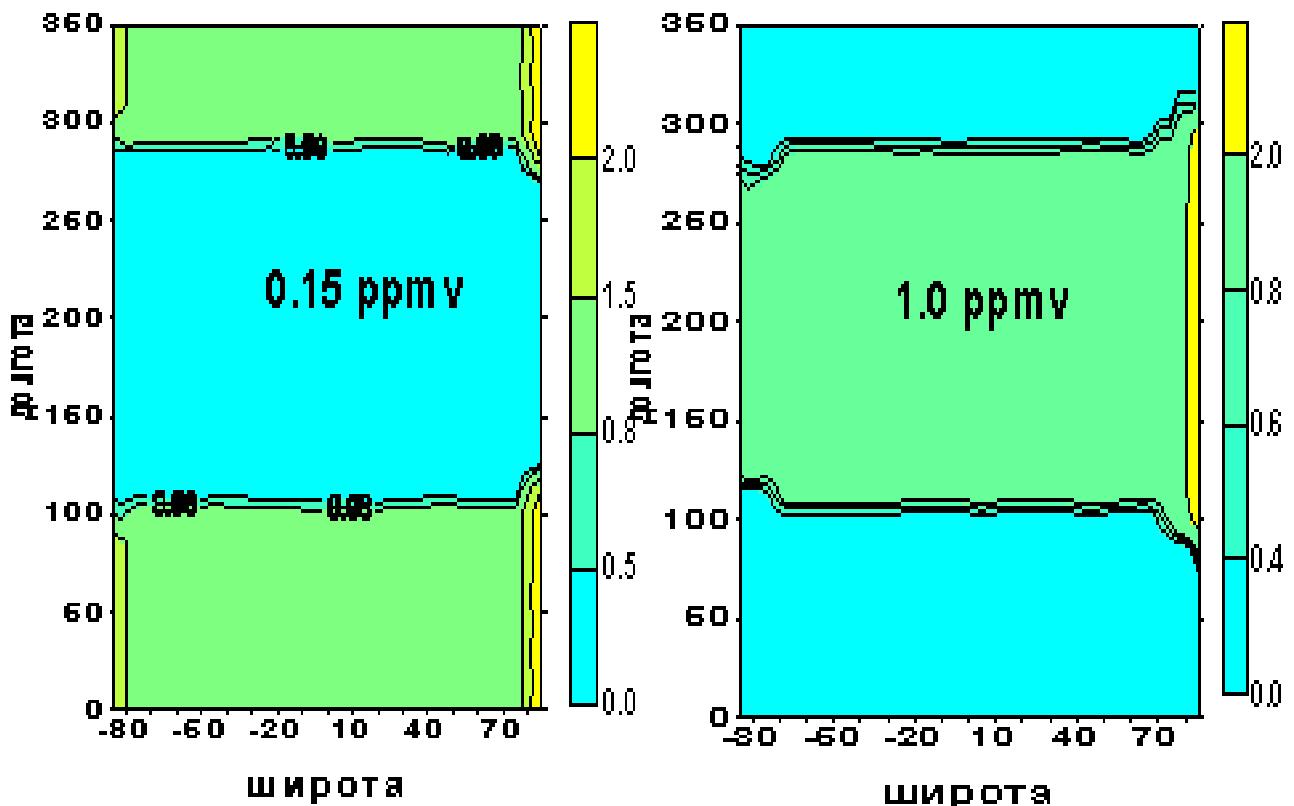


Рис. 3.10. Широтно-долготное распределение отношения смеси озона на высоте 70 км (0 часов по Гринвичу), рассчитанное по 3D модели CHARM и демонстрирующее суточный ход озона на этих высотах (увеличение содержания озона от дня к ночи).

На рисунке 3.11 изображено отношение смеси семейства нечетного азота ( $\text{NO}_y$ ). Данная искусственно введенная компонента, через которую определяются все малые составляющие семейства, имеет большое время жизни и хорошо перемешана, что и демонстрирует представленный рисунок. Полученное в расчетах распределение (a) достаточно хорошо соответствует спутниковым наблюдениям

(б). Распределения других химических компонент, рассчитанных с помощью модели CHARM, а также сравнение этих распределений с наблюдениями, можно найти в работе [Криволуцкий и др., 2015].

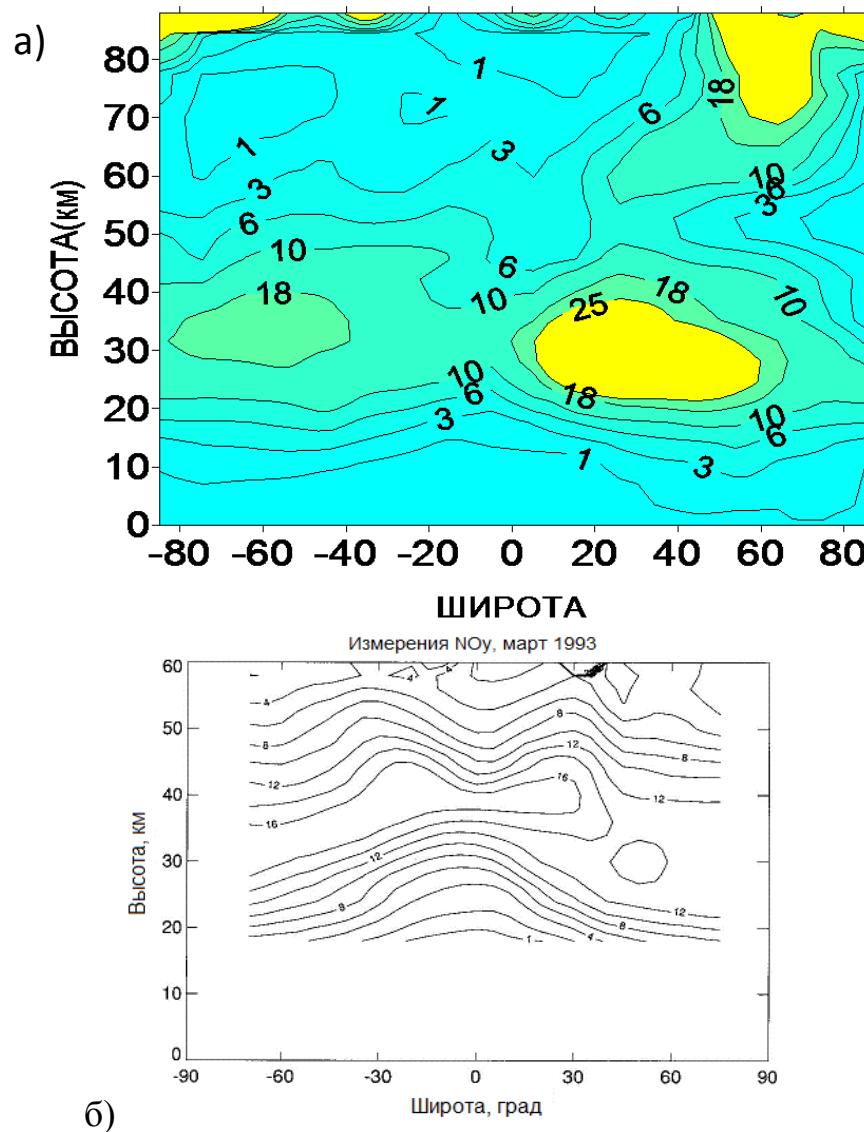


Рис. 3.11. Отношение смеси (в единицах ppbv) «семейства» нечетного азота (NOy) рассчитанное по модели CHARM (а) и полученное по наблюдениям со спутника UARS (б)

[NASA/TM-1999-209554]

### 3.2. Моделирование воздействия протонных вспышек на озонасферу

Как было показано в Главе 2, энергетически наиболее мощным событием 23-го цикла активности Солнца была вспышка 14 июля 2000 г. В то же время сопоставимыми по мощности СПС оказались события 4 ноября 2001 г. и 28 октября 2003 г. Ниже представлены результаты трехмерного фотохимического моделирования воздействия перечисленных СПС на озон и другие малые газовые составляющие.

Поскольку ионизация атмосферы, вызванная торможением высокоэнергичных солнечных корпускул, приводит в результате к дополнительной генерации молекул окиси азота и радикала OH, то для формирования дополнительных источников этих окислов в атмосфере в модели нужно рассчитать скорость ионизации. Были проведены расчеты высотно-временных (с разрешением 5 минут) разрезов скоростей ионизации полярной средней атмосферы. Знание дифференциальных спектров энергии протонов позволяет провести соответствующие расчеты ионизации с использованием методики, предложенной в работе [Vitt and Jackman, 1996] (см. Главу 2). Поле рассчитанной в каждый момент времени скорости ионизации было локализовано между  $66^{\circ}$  широты и геомагнитным полюсом в каждом полушарии. Считалось, что внутри полярной шапки это поле изотропно.

Рассмотрим реакцию полярной озонасферы на каждое из перечисленных выше СПС.

#### 3.2.2. СПС 14 июля 2000 года

Протонное событие, произошедшее на Солнце 14 июля 2000 года, попадает в каталог наиболее мощных из зарегистрированных СПС. На рис. 3.12 изображен временной ход потоков солнечных протонов, измеренных на спутнике GOES-10,

для нескольких энергетических каналов. Видно, что в период СПС потоки частиц возрастают на несколько порядков, спадая приблизительно через двое суток.

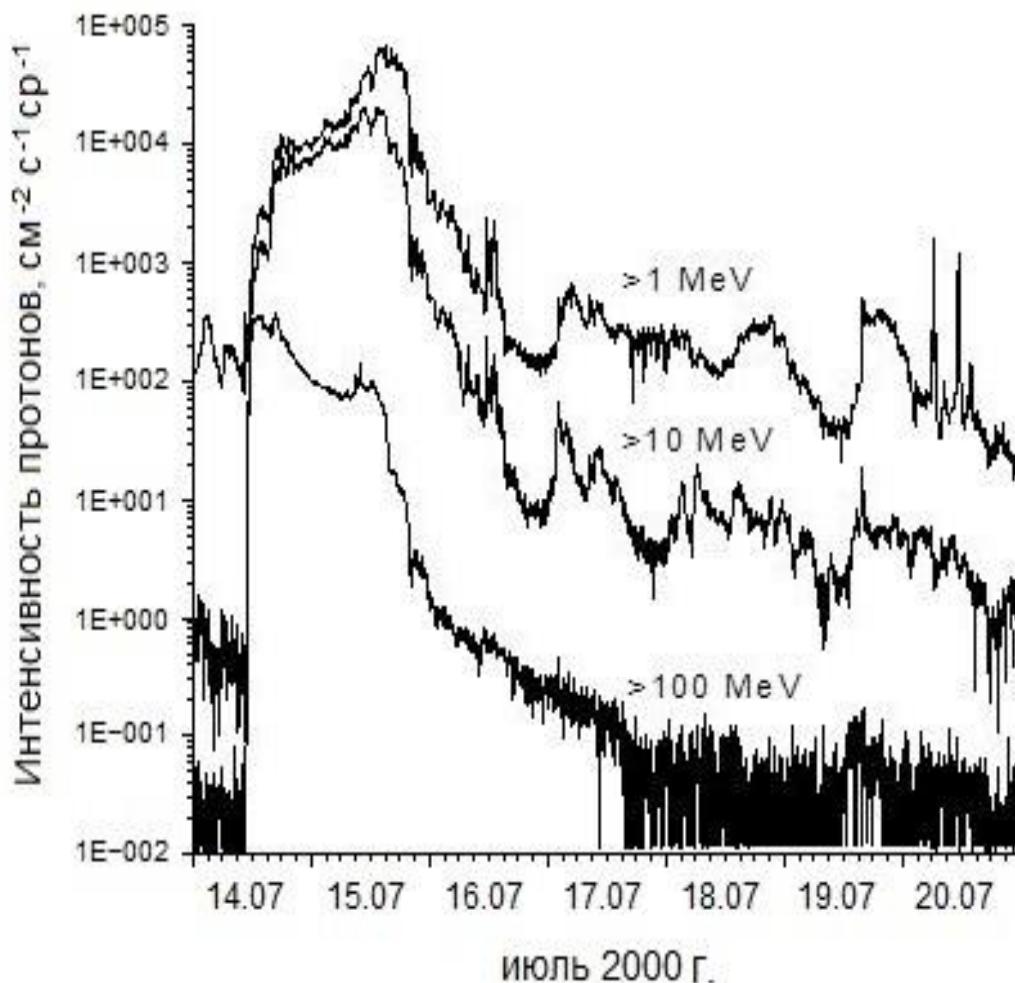


Рис. 3.12. Потоки протонов в июле 2000 г. по данным измерений со спутника GOES-10 [ Krivolutsky et al., 2005]

Ниже изображен временной ход рассчитанной скорости ионизации в период протонной вспышки.

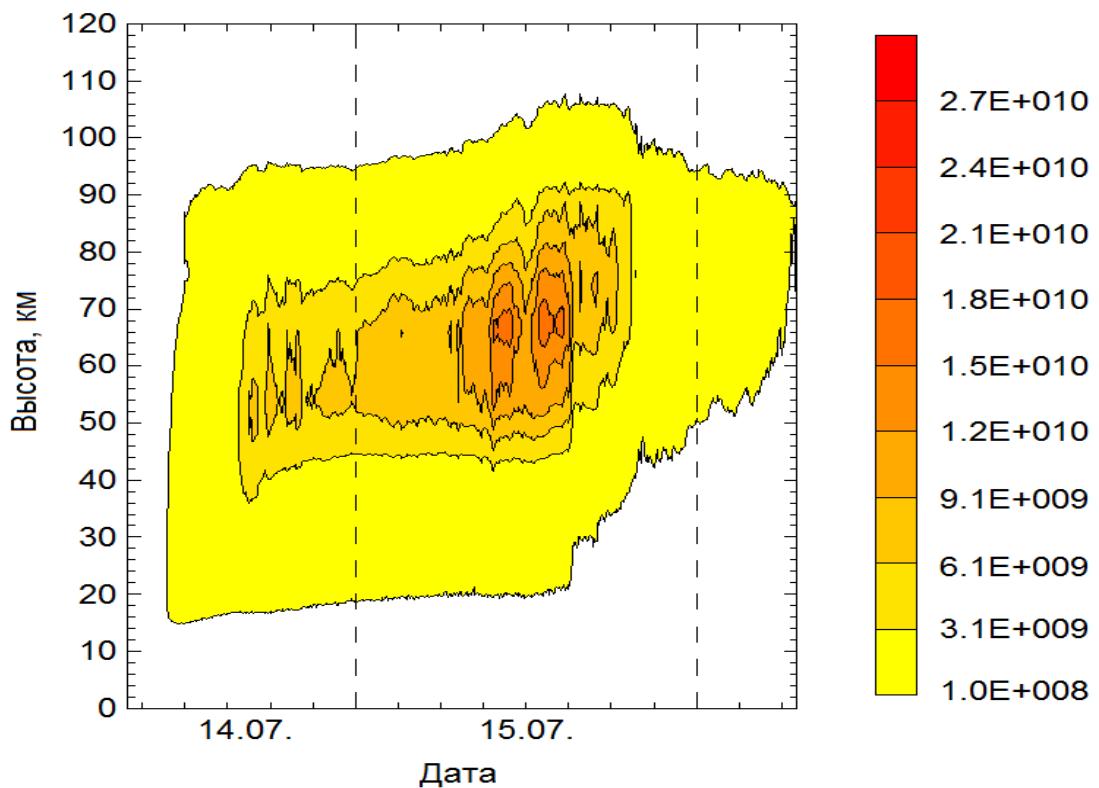


Рис. 3.13. Скорости ионизации атмосферы (пар ионов в  $\text{м}^3$  в сек) солнечными протонами для  $70^\circ$  с.ш. в период вспышки 14 июля 2000 года  
[Krivolutsky et al., 2005]

Ниже представлены результаты фотохимического моделирования изменений озона и других химических составляющих, вызванных воздействием солнечных протонов. Следует заметить, что большая часть из приведенных ниже рисунков представляет разность между возмущенным состоянием и невозмущенным. Важно также иметь в виду при интерпретации результатов, что данная протонная вспышка произошла летом в условиях полярного дня вблизи северного полюса и в условиях полярной ночи вблизи южного полюса. Последнее обстоятельство представляется исключительно важным, поскольку в неосвещенной Солнцем южной полярной области фотохимические процессы в значительной степени вырождены. Нужно отметить, что при расчетах ионизации использовались данные о параметрах атмосферы на основе стандартной эмпирической модели (CIRA '86), т.е. они различны для южной и северной полярных областей.

Рассмотрим изменения озона и некоторых других химических составляющих полярной атмосферы, вызванные воздействием частиц.

На рисунке 3.14 представлены рассчитанные изменения (%) в содержании озона, вызванные СПС для северной (*а*) и южной (*б*) полярной области на 75° широты, средние по широтному кругу.

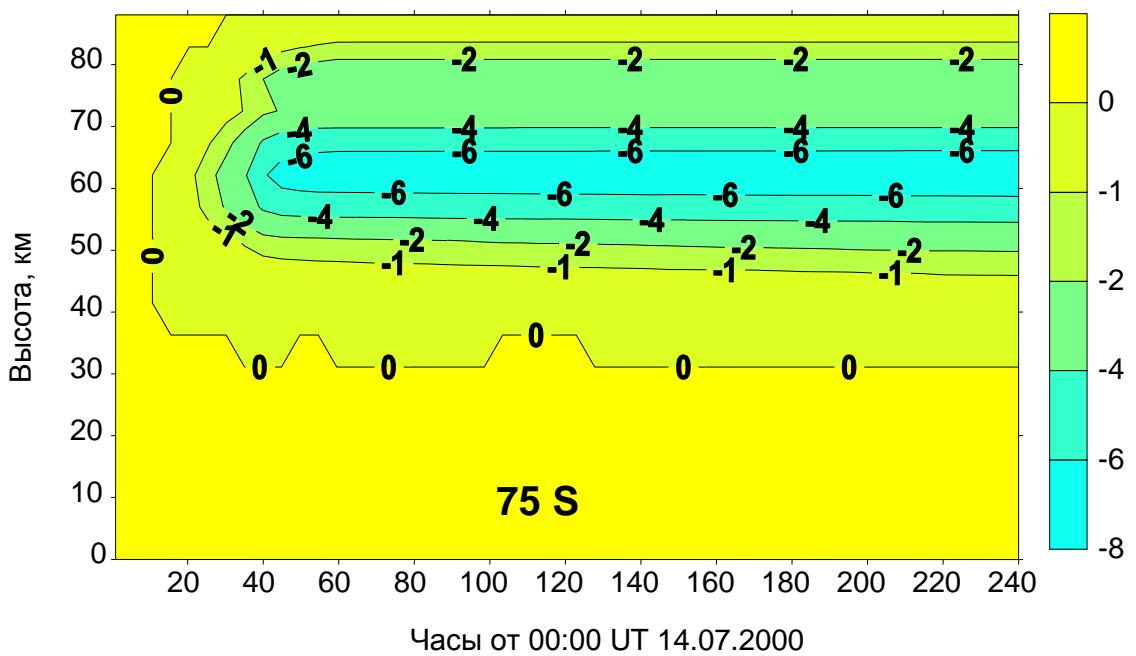
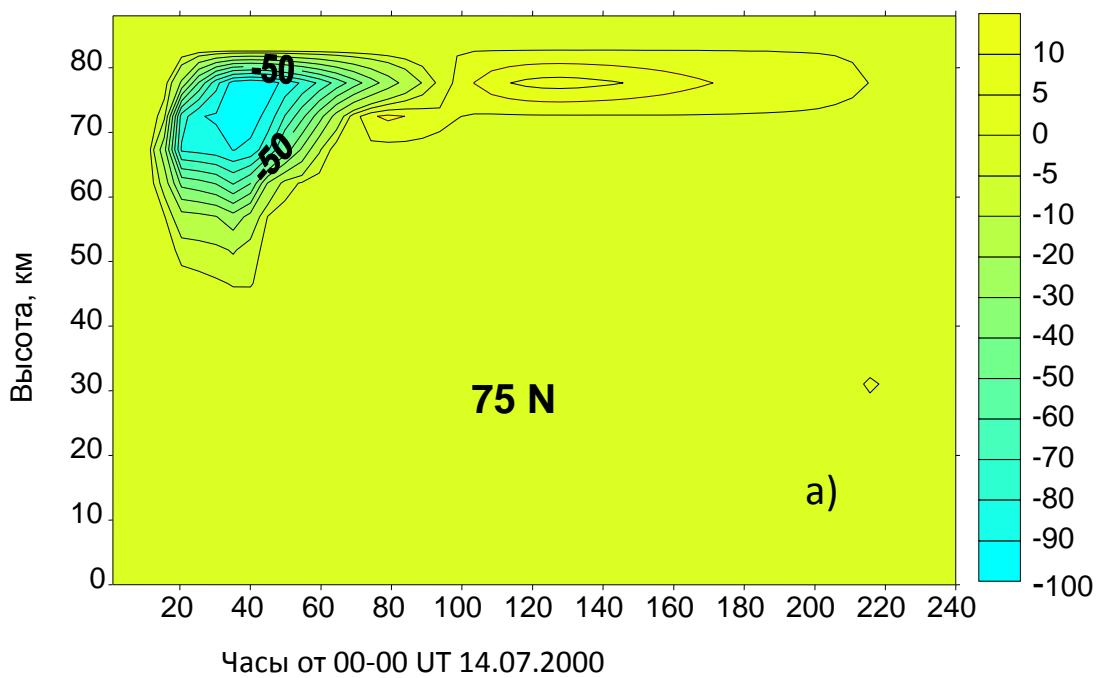
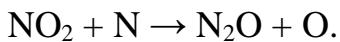
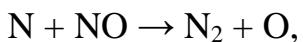
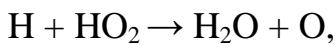
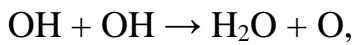


Рис. 3.14. 3D-модельные изменения (%) в содержании озона, вызванные СПС 14 июля 2000 г. для северной (а) и южной (б) полярной области на 75° широты, (Криволуцкий и др., 2015)

Из приведенных рисунков видно, что отклик озона в северной и южной полярных областях имеет принципиально различный характер. В северной, освещенной Солнцем, озон в мезосфере (где максимальна скорость ионизации) практически полностью разрушен, но в дальнейшем идет его фотохимическое восстановление. В южной полярной области картина другая. Разрушение, вызванное вспышкой, в условиях полярной ночи, сохраняется практически без изменений (хотя и меньше по абсолютной величине, чем в условиях полярного дня). Поскольку рассматривался кратковременный сценарий, следует ожидать, что восстановление озона над южной полярной областью начнется после окончания полярной ночи.

Следует обратить внимание на достаточно неожиданный эффект – увеличение озона в мезосфере после резкого его уменьшения в период усиления ионизации. Это эффект обнаруживается как в модельных расчетах (см. рис. 3.14-а), так и по данным наблюдений (рис. 3.15).

Возможная интерпретация этого эффекта связана с увеличением атомарного кислорода и выглядит следующим образом. Запишем некоторые из химических реакций, приводящих к его образованию, интенсифицируемые увеличением содержания азотных и водородных окислов в период СПС:



Таким образом, вследствие большого времени жизни атомарного кислорода на этих высотах, после окончания периода усиленной ионизации и генерации окислов азота и водорода (которые более важны в мезосфере), дополнительно образовавшиеся атомы кислорода приводят к увеличению озона в реакции тройных соударений. Некоторый вклад в этот эффект, вероятно, вносит и прямое образование атомов кислорода под действием корпускул, о котором говорилось выше.

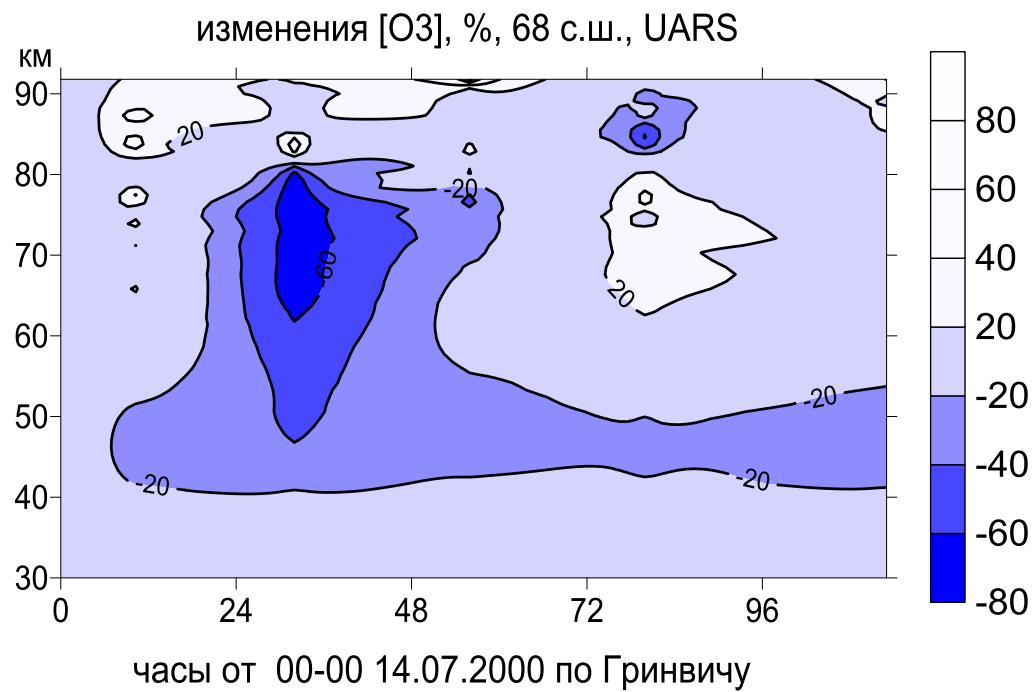


Рис. 3.15. Изменения в содержании озона (%), вызванные воздействием энергичных частиц в период СПС в июле 2000 г. полученные при обработке данных измерений состава со спутника UARS/ HALOE [Krivolutsky et al., 2008]

Рисунок 3.16 иллюстрирует широтную структуру изменений озона (%), отражающую глобальный отклик после вспышки в мезосфере (высота 60 км, результаты осреднены по каждому кругу широты). Интерес представляет отклик озона на достаточно низких широтах, что, очевидно, является следствием горизонтального переноса, поскольку ионизация солнечными космическими лучами при реализации численного сценария была ограничена только областью полярного овала.

Поскольку эффект уменьшения содержания озона вызван дополнительным образованием окислов азота и водорода и интенсификацией соответствующих катализических циклов, рассмотрим результаты, полученные для химических «семейств» нечетного водорода ( $\text{HO}_x$ ) и нечетного азота ( $\text{NO}_y$ ). Будем одновременно рассматривать воздействие на южную и северную полярную озоносферу.

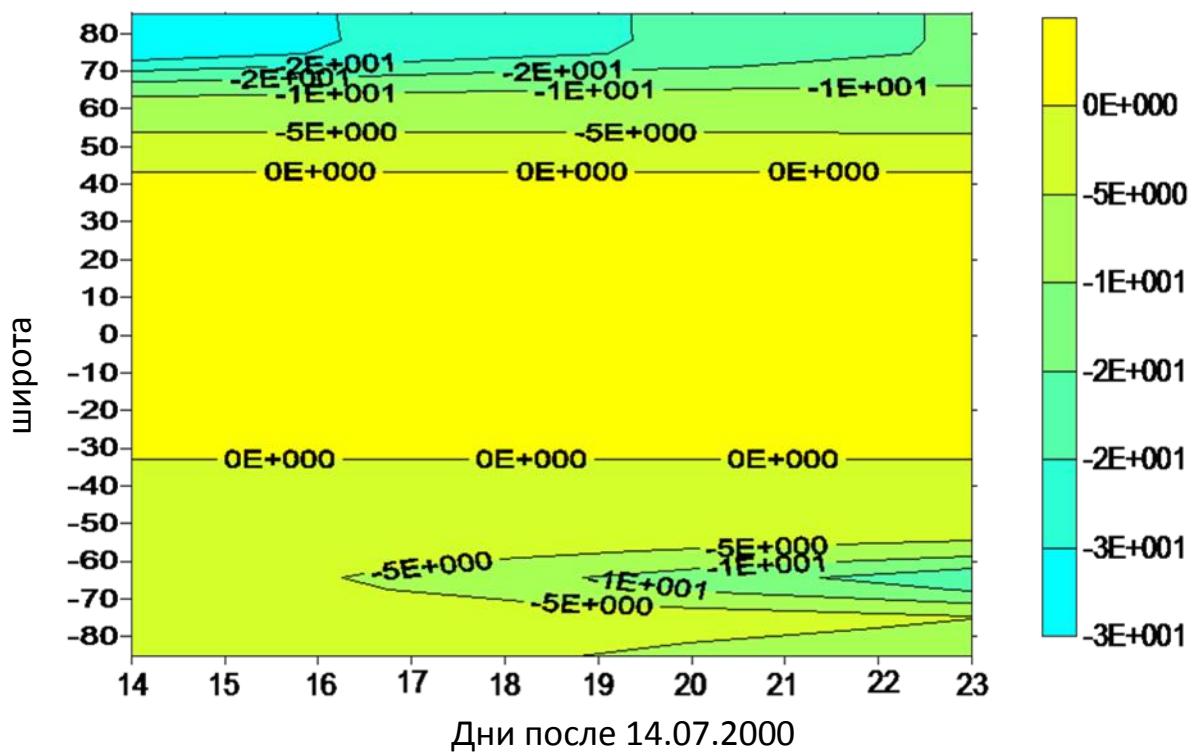
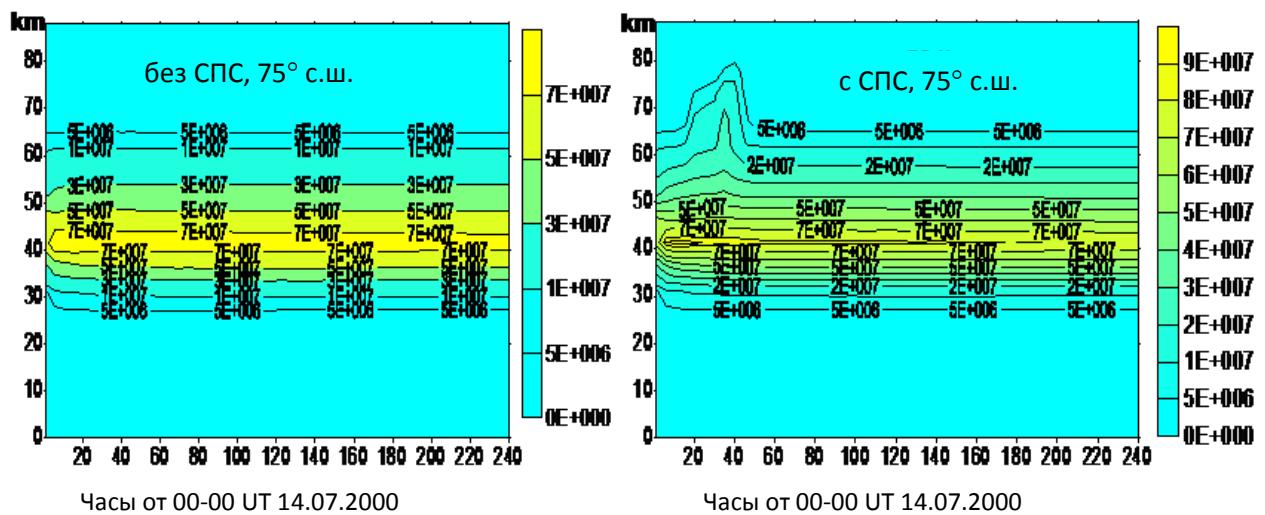


Рис. 3.16. Широтная структура модельных изменений озона (%) (на высоте 60 км), иллюстрирующая глобальную структуру эффекта протонной вспышки на Солнце после 4 июля 2000 г. в мезосфере

На рис. 3.17 изображены абсолютные концентрации содержания радикала OH (молекул в  $\text{см}^{-3}$ ) синхронно в зависимости от времени для невозмущенных условий и при воздействии частиц в период протонной вспышки над северной полярной областью (освещенной Солнцем). Максимум в распределении находится приблизительно на высоте 40 км. На левом рисунке видно возмущение выше максимума, вызванное дополнительным образованием OH. На следующем рисунке (б) представлены результаты для южной полярной области ( $75^\circ$  ю.ш.).

а)



б)

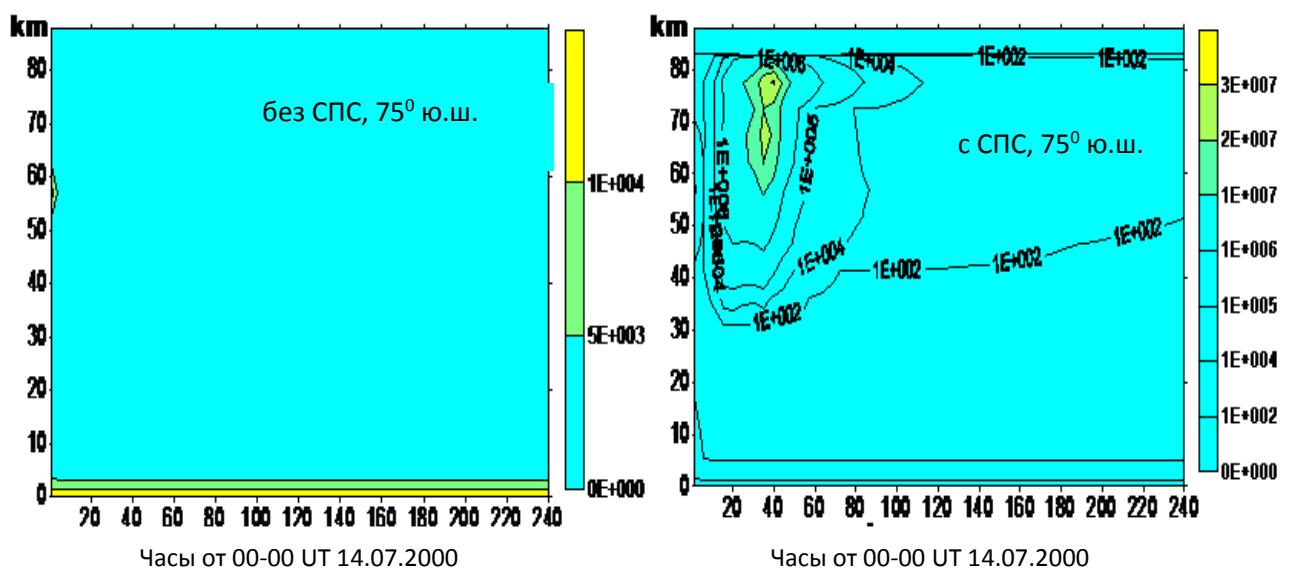
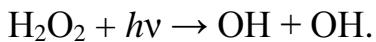
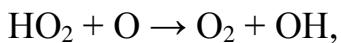


Рис. 3.17. Структура отклика (ОН) в северной (а) и южной (б) полярной области ( $75^{\circ}$ ), вызванного СПС 14 июля 2000 г.: слева для невозмущенных условий (вспышки нет), справа в присутствии воздействия солнечных протонов.

[Криволуцкий и др., 2015].

На рисунке 3.17 (а, б) представлены результаты, демонстрирующие ситуацию для условий в северной и южной полярной области.

Фотохимия водородных радикалов достаточно сложна (Brasseur and Solomon, 2005), однако важную роль в образовании радикала OH играет солнечная радиация, которая приводит к образованию атомов кислорода, способствующих образованию OH:



Переходя к эффекту в южной полярной области, можно видеть, что OH практически отсутствует в отсутствии частиц (слева) и резко увеличивается в период воздействия вспышки. При этом значения ночных концентраций достигают в период воздействия протонной вспышки значений, соответствующих дневным условиям. Таким образом, ночью и NO (см. ниже), и OH образуются только благодаря механизму генерации азотных и водородных окислов вследствие ионизации области *D* ионосферы частицами высоких энергий космического происхождения. На взгляд автора, несомненный интерес представляли бы измерения этих составляющих в условиях полярной ночи в периоды сильных протонных вспышек на Солнце.

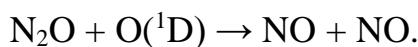
Видно, что в отсутствии дополнительных источников водородосодержащих окислов, в южной полярной области радикал OH отсутствует (слева), что соответствует фотохимической схеме его образования (диссоциация водяного пара солнечной УФ радиацией). Правый рисунок иллюстрирует образование OH под воздействием частиц, попадающих в южную полярную (ночную) область в период протонного события. Соответствующие концентрации частиц в мезосфере в максимуме близки по своим значениям к тем, которые мы видим в условиях освещенности полярной области солнечной радиацией. Эффект практически исчезает после «выключения» ионизации, хотя видно некоторое слабое последействие. Близкая картина наблюдается в поведении другой составляющей водородного семейства – HO<sub>2</sub>.

Изменение концентрации окиси азота (NO) после СПС в северной (а) и южной (б) полярной области (70°N,S) изображено на рис. 3.18 (а, б). Слева, для сравнения, временной ход NO без воздействия, справа – под воздействием СПС. Видно, что

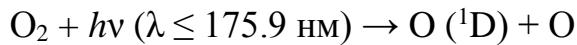
концентрация достаточно сильно увеличивается в верхней стратосфере и мезосфере с временным запаздыванием, которое определяется химическим временем жизни этой компоненты и существенно больше соответствующего времени для OH.

Изображенная на рисунке 3.18 (б) реакция NO в южной полярной области также, как и в случае с OH) появление этой компоненты в неосвещенной (ночной) области после СПС (на левом рисунке концентрация NO отсутствует).

Этот результат полностью соответствует механизму образования NO:



При этом атомы кислорода в возбужденном состоянии образуются, как известно, только в присутствии УФ радиации Солнца вследствие процессов:



Таким образом, в отсутствии солнечной (и корпуксуллярной!) радиации NO отсутствует, что и воспроизводит модель.

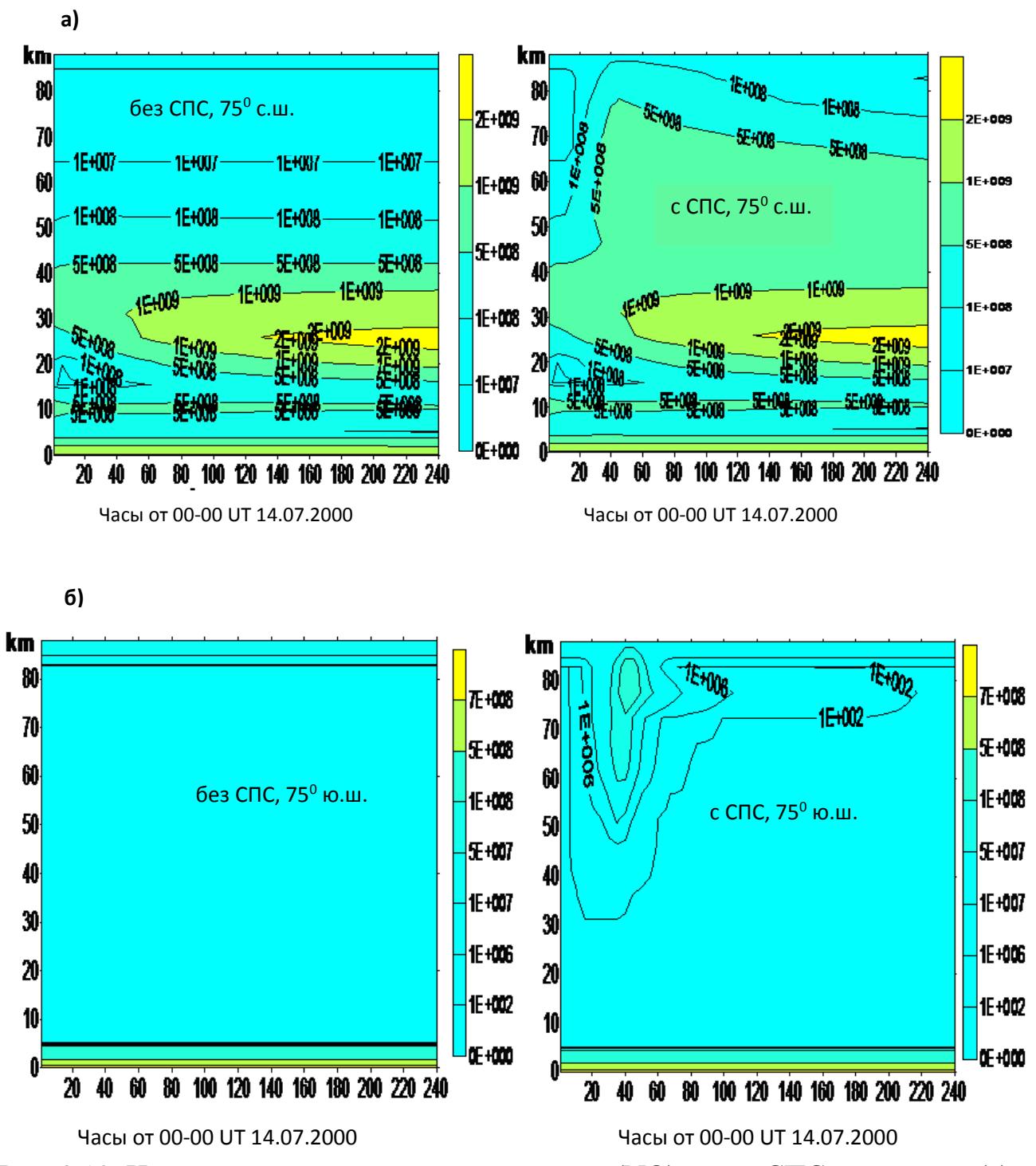


Рис. 3.18. Изменение концентрации окиси азота (NO) после СПС в северной (а) и южной (б) полярной области ( $70^{\circ}$  N, S). Слева, для сравнения временной ход NO без воздействия, справа под воздействием СПС.

[Криволуцкий и др., 2015].

На рисунке 3.19 представлен результат обработки данных измерений окиси концентрации азота (разности между спокойным днем 13 июля 2000 г. и днями, следующими за 14 июля 2000 г.) со спутника UARS прибором HALOE [Криволуцкий и др., 2015] в высоких широтах северного полушария. На приведенном рисунке видно сильное увеличение концентрации NO после СПС. Возмущенные концентрации почти на два порядка превышают соответствующие значения перед СПС.

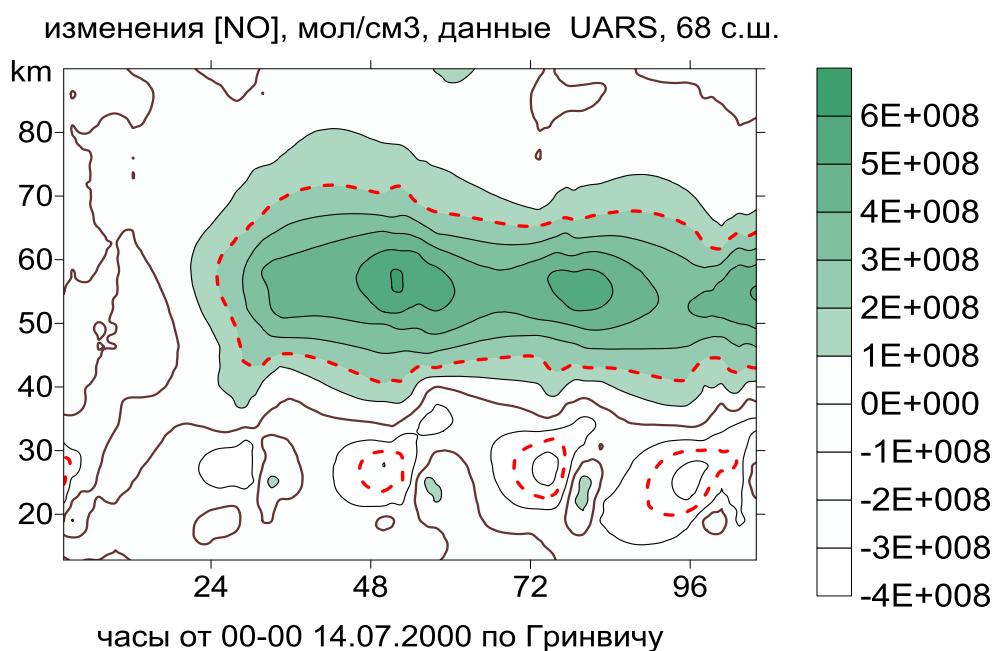


Рис. 3.19. Эмпирические свидетельства воздействия энергичных частиц на окись азота в период СПС в июле 2000 г. (представлены изменения концентрации NO по сравнению с невозмущенными условиями на основе обработки данных измерений спутника UARS/ HALOE) [Криволуцкий и др., 2015]

Следует отметить также, что запаздывание возрастания относительно начала вспышки. Заметим, что близкое по величине запаздывание демонстрируют и модельные расчеты (см. рис. 3.18-а). Эффект запаздывания обусловлен, как уже говорилось, характерным временем жизни этой компоненты. Следует еще раз отметить особенность события 14.07.2000, которая определяется не только его интенсивностью, но и моментом времени его воздействия в сезонном ходе. Северная полярная

область в июле непрерывно освещена Солнцем (полярный день), в то время как южная полярная область находится в области полярной ночи. Это обстоятельство определяет абсолютно разную реакцию photoхимической системы атмосферы при практически одинаковых потоках солнечных протонов, попадающих от Солнца в полярные области. Вторым важным отличием является наличие спутниковых наблюдений (правда, только над северной полярной областью) химического состава в период СПС со спутника UARS прибором HALOE, что позволило провести сравнение с результатами численного моделирования.

### 3.2.3. СПС 4 ноября 2001 года

Данное протонное событие по мощности было близко к предыдущему, но отличалось по моменту воздействия (сезону). Северная полярная область была лишь частично освещена Солнцем, которое продолжало опускаться над горизонтом (глубокая осень). В южной полярной области Солнце, наоборот, поднималось над горизонтом (весна). Ниже представлены результаты соответствующих photoхимических расчетов. В численных сценариях были использованы принципы, описанные выше.

На рисунке 3.20 представлены результаты photoхимических расчетов по трехмерной модели, демонстрирующие отклик в содержании семейства «нечетного» азота ( $\text{NO}_y$ ) для высоких широт северного полушария после вспышки на Солнце 4 ноября 2001 года. На приведенном рисунке видно, что, несмотря на кратковременность (около двух суток) воздействия корпускулярных потоков, увеличение (%) в содержании азотных окислов достаточно продолжительно, что обусловлено большим временем жизни этого химического семейства. Видно, что область возмущения медленно опускается, что обусловлено динамическими причинами.

На рисунке 3.21 изображены соответствующие изменения на уровне 60 км в глобальном масштабе. Видна асимметрия между северной и южной полярными областями в отклике на протонную вспышку, которая обусловлена несколькими факторами: смещением магнитных полюсов, некоторым различием в плотности воздуха, приводящей к разнице в скоростях ионизации, а главное — различием в освещенности. Последнее обстоятельство приводит к фотохимическому «преимуществу» южной полярной области. В то же время при анализе следует учитывать динамику области возмущений во времени (см. рис. 3.20).

На рис. 3.22 представлены результаты фотохимических расчетов по трехмерной модели, демонстрирующие отклик в содержании семейства «нечетного» водорода ( $\text{HO}_x$ ) для высоких широт северного полушария после вспышки на Солнце 4 ноября 2001 года. В отличие от предыдущего рисунка, соответствующее увеличение (%) в содержании окислов водорода является кратковременным (практически совпадает со временем внешнего воздействия, что обусловлено малым временем жизни этого химического семейства). На рис. 3.23 изображены соответствующие изменения на уровне 60 км в глобальном масштабе.

Рассчитанное в модели увеличение азотных и водородных окислов разрушает озон, как мы видели ранее. На рисунках 3.24 и 3.25 изображены соответствующие модельные изменения озона для высоких широт северного и южного полушарий после вспышки 4 ноября 2001 года. Видно, что максимальные изменения (разрушение) озона составили около 60%. Следует обратить внимание также и на долговременный “хвост” отрицательных изменений озона в нижней мезосфере и верхней стратосфере, обусловленный его разрушением в результате взаимодействия с окислами азота.

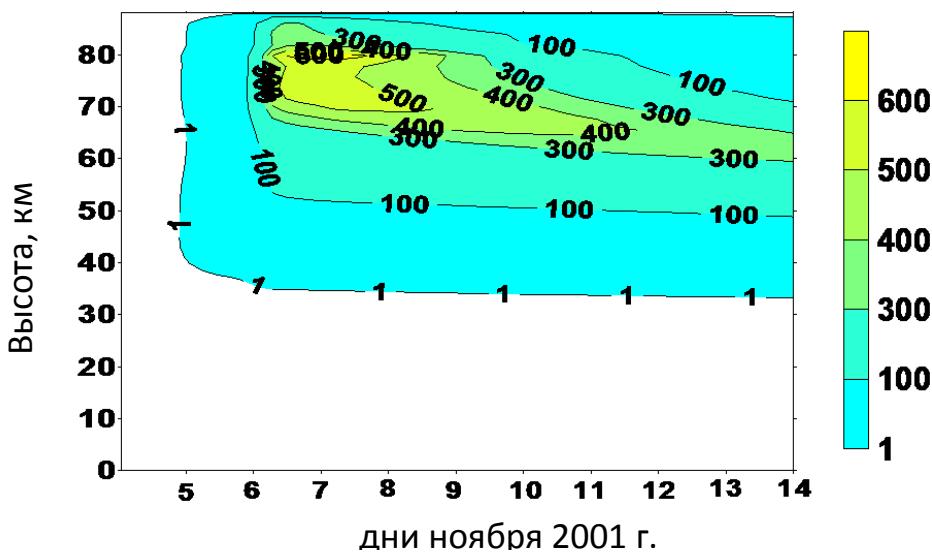


Рис. 3.20. Модельные изменения (%) в содержании нечетного азота в атмосфере Земли после вспышки на Солнце 4 ноября 2001 года в высоких широтах северного полушария

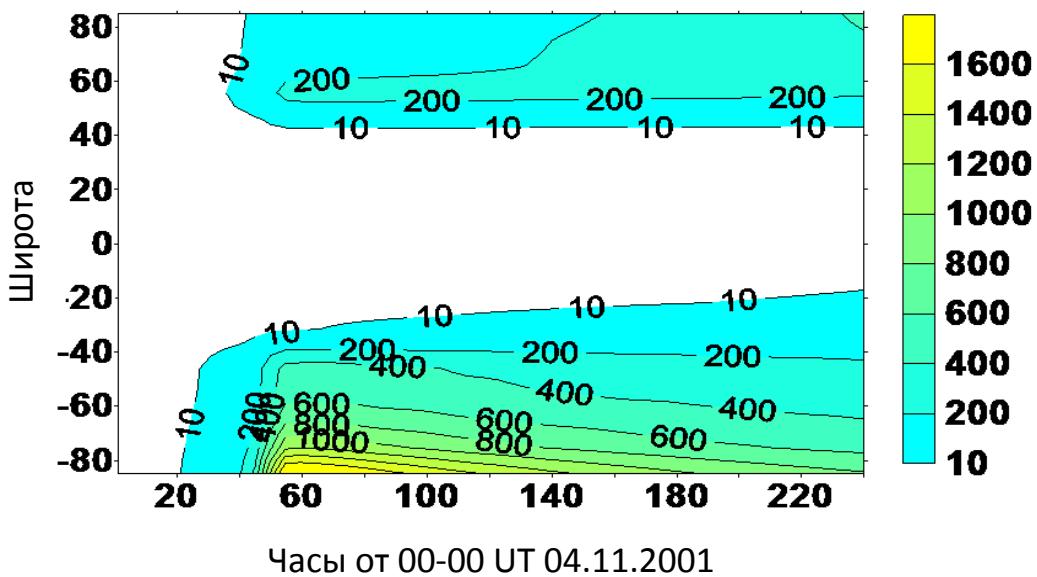


Рис. 3.21. Изменения (%) в содержании нечетного азота в атмосфере Земли на высоте 60 км после вспышки на Солнце 4 ноября 2001 года, (трехмерное моделирование)

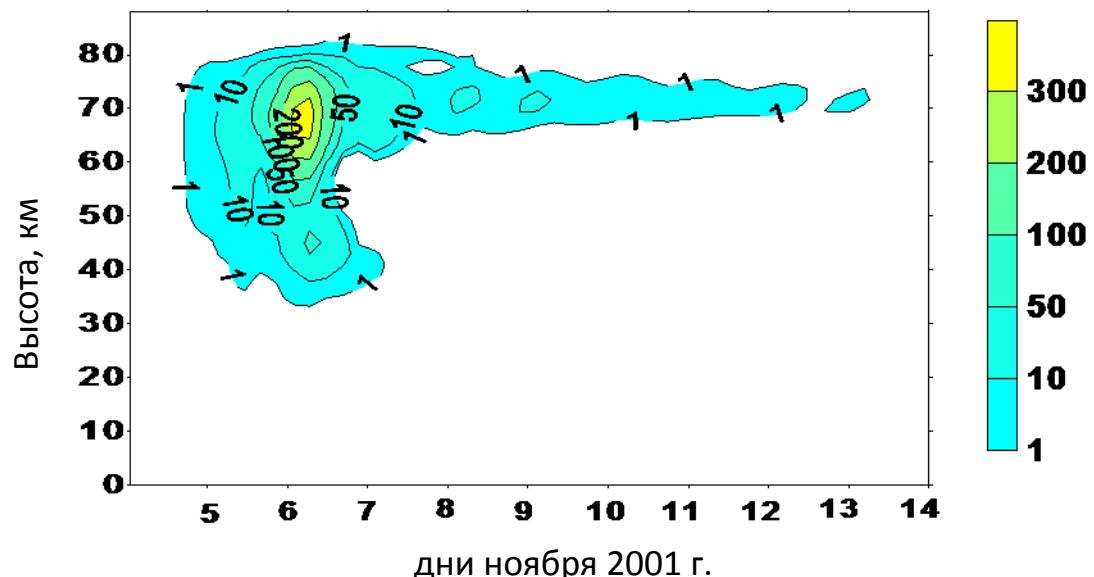


Рис. 3.22. Изменения (%) в содержании семейства нечетного водорода в атмосфере Земли после вспышки на Солнце 4 ноября 2001 года в высоких широтах северного полушария (трехмерное моделирование)

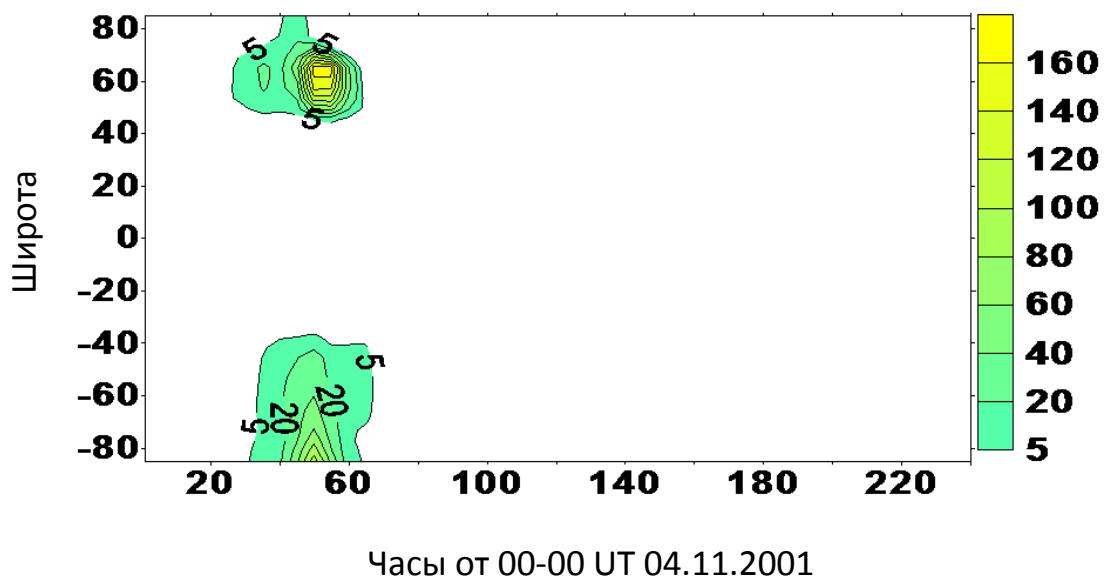


Рис. 3.23. Изменения (%) в содержании нечетного водорода в атмосфере на уровне 60 км над поверхностью Земли после вспышки на Солнце 4 ноября 2001 года (трехмерное моделирование)

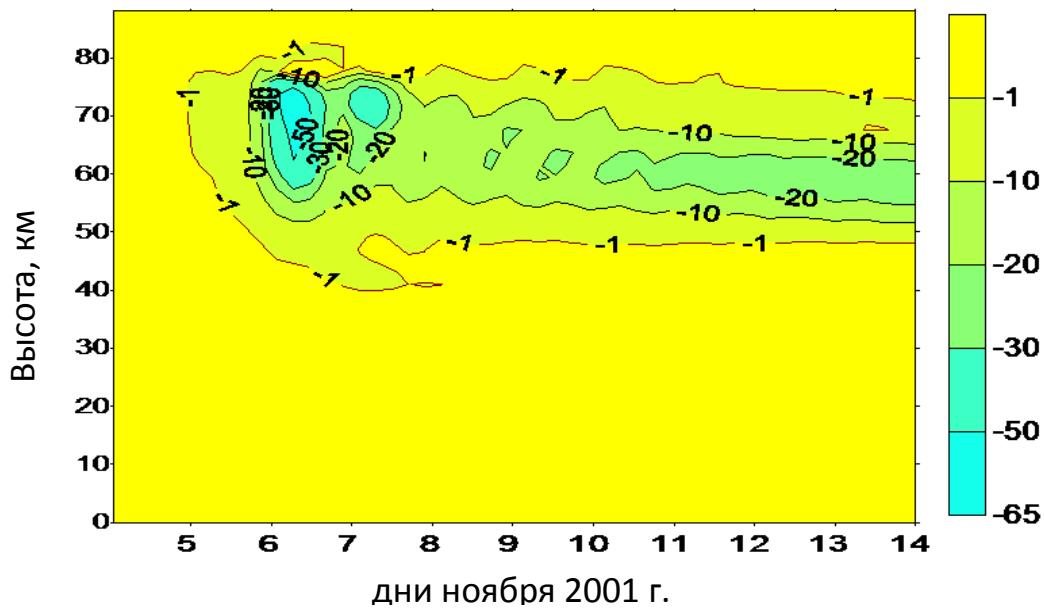


Рис. 3.24. Модельные изменения в содержании озона (%) после СПС 4 ноября 2001 года в высоких широтах северного полушария (75 с.ш.)  
(трехмерное моделирование)

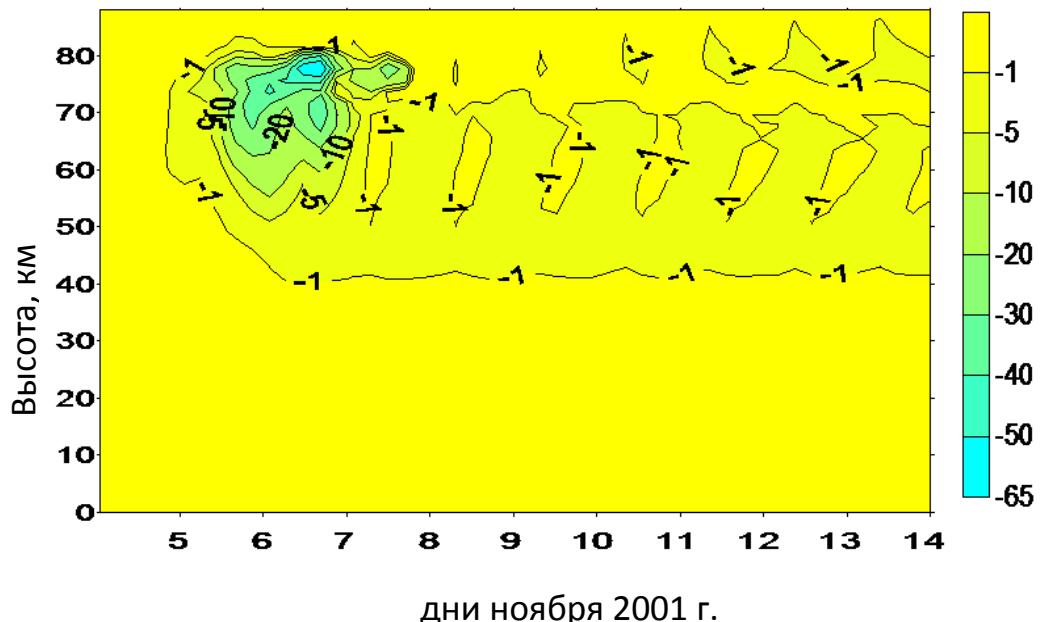


Рис. 3.25. Рассчитанные по 3D-модели изменения в содержании озона (%) после СПС 4 ноября 2001 года в высоких (75 ю.ш.) широтах южного полушария  
(трехмерное моделирование)

На рис. 3.25 видно быстрое восстановление озона после СПС, обусловленное более высоким уровнем солнечной радиации.

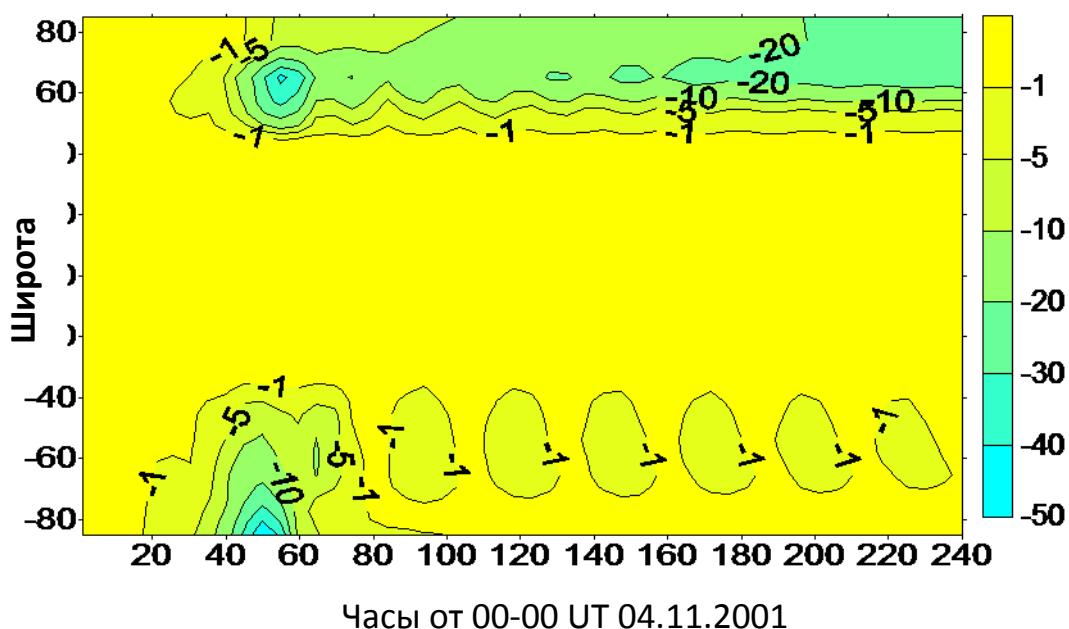


Рис. 3.26. Изменения в содержании озона (%) после СПС 4 ноября 2001 года на высоте 60 км, средние по кругу широты (трехмерное моделирование)

На рис. 3.26 представлена глобальная структура отклика озона на СПС 04.11.2001 для высоты 60 км средняя по кругу широты. Интересно отметить, что форма «хвоста» изменений озона над южной и северной полярной областями существенно различна. Над северной полярной областью практически отсутствуют суточные вариации отклика на СПС, и изменения переходят в непрерывный шлейф. Этот эффект является следствием того, что в высоких широтах северного полушария начинается полярная ночь. В этот период прекращается фотохимическое восстановление озона. Озон продолжает разрушаться, взаимодействуя с образовавшимися в результате вспышки азотными окислами. В то же время видно, что в южной полярной области наоборот, наступает полярный день, что способствует восстановлению озона после СПС.

Резюмируя представленные эффекты воздействия СПС 4 ноября 2001 года, можно сделать заключение, что при сопоставимой по мощности с СПС 14.07.2000 г., морфология отклика в озонасфере полярных областей была существенно различной. Отличие было обусловлено различием в освещенности солнечной радиацией, которое можно назвать «сезонным эффектом». Следует также иметь в виду, что на фотохимическом отклике оказывается годовой ход в циркуляции и температурном режиме (хотя при реализации численных сценариев на достаточно короткий срок роль циркуляции, вероятно не очень велика). К сожалению (в отличии от предыдущего СПС) данные спутника UARS не покрывали полярные области, что не позволило провести сопоставление с наблюдениями.

Ниже рассмотрим последнее из выбранных нами мощных СПС 23-го цикла активности Солнца – СПС 28 октября 2003 года, сопровождавшееся сильными геомагнитными возмущениями, а также уникальной возможностью сравнить результаты численного моделирования с данными спутниковых наблюдений прибором MIPAS и провести сопоставление потоков частиц, измеренных с борта российской солнечной обсерватории КОРОНАС-Ф.

### 3.2.4. СПС 28 октября 2003 года

Протонная вспышка 28 октября 2003 года, сопровождавшаяся сильными геомагнитными возмущениями, интересна тем, что этот период был обеспечен данными не только о потоках энергичных частиц (спутники GEOS, POES, КОРОНАС-Ф), но и измерениями химического состава атмосферы (спутник ENVISAT с некоторыми приборами, включая прибор MIPAS, на борту).

Измерения состава впервые содержали, кроме озона и других малых газовых составляющих, практически все азотные окислы. Эта уникальная ситуация впервые

позволила полноценно сопоставить теоретические расчеты (результаты численного моделирования) с данными наблюдений в период интенсификации потоков энергичных частиц, попадающих в полярную атмосферу.

Эта ситуация была максимально использована на международном уровне. Был организован международный проект **НЕРРА** (High Energetic Particle Precipitation in the Atmosphere), в рамках которого было проведено сравнение данных о составе в период возмущений, полученных с помощью прибора **MIPAS** (Mikhelson Interferometer for Passive Atmospheric Sounding) с результатами фотохимического моделирования (участвовало 10 моделей, представляющих 8 стран, включая Россию – модель ЦАО). Результаты были опубликованы в большой итоговой статье [Funke et al., 2011] в журнале *Atmospheric Chemistry and Physics-Discussions*.

Некоторые результаты этого уникального международного Проекта приведены ниже.

Для более корректного сопоставления результатов, полученных по разным моделям, было решено, в рамках проекта **НЕРРА**, использовать скорости ионизации, рассчитанные по единой методике. Скорости ионизации для периода 26 октября – 30 ноября 2003 года были рассчитаны в Университете г. Оsnабрук, Германия, Майком Виссингом (Maik Wissing) с использованием разработанного трехмерного модуля расчета ионизации **AIMOS** — Atmospheric Ionization Module Osnabruck (Wissing, Kallenrode, 2009). Данный модуль состоит из двух частей: модуля GEANT4 расчета ядерных реакций методом Монте-Карло, вызванных частицами высоких энергий в атмосфере Земли, и алгоритма трехмерной ассимиляции наблюдений частиц спутников с полярными орбитами. Измерения и соответствующие расчеты скоростей ионизации включали солнечные протоны и электроны, высыпающиеся электроны, а также альфа-частицы. Трехмерные поля ионизации были рассчитаны с временным шагом 2 часа. Далее эти поля интерполировались в узлы пространственной сетки каждой модели, участвующей в проекте **НЕРРА**. Ниже приведены примеры расчета полей скоростей ионизации, обусловленные энергичными частицами каждого сорта.

### 3.2.5. Ионизация полярных областей в период СПС 28.10.2003 (AIMOS)

На рис. 3.27 и 3.28 представлены выборочные (для высоты 67 км) результаты расчетов (с помощью модуля AIMOS) скоростей ионизации атмосферы солнечными протонами 28 для октября 2003 г. через 12 часов, начиная с 6 часов утра по Гринвичу. Используются географические координаты, поэтому на графиках видна соответствующая (достаточно слабая) незональность в распределении скоростей ионизации, обусловленная смещением магнитного полюса относительно географического. На приведенных рисунках видно, что, вследствие сильного расширения полярных шапок в период геомагнитного возмущения, повышенные величины ионизации проникают до гораздо более низких широт, чем в невозмущенных условиях. Последнее обстоятельство является важным, поскольку во всей области повышенной ионизации происходит, как было сказано выше, дополнительное образование окислов азота и водорода, разрушающих озон. Таким образом, в периоды сильных геомагнитных возмущений, область воздействия частиц высоких энергий на озоносферу (химический состав атмосферы) может существенно расширяться.

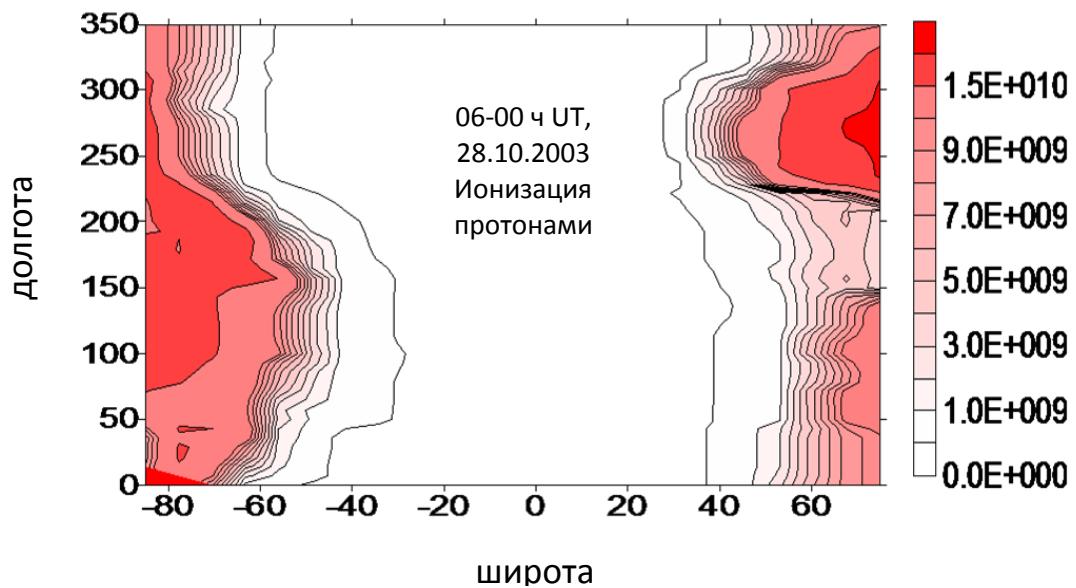


Рис. 3.27. Результаты расчета скорости ионизации атмосферы солнечными протонами (число пар ионов / ( $\text{м}^3 \text{ сек}$ )) на высоте 67 км, 6 ч UT 28.10.2003, с помощью модуля AIMOS [Криволуцкий и др., 2011]

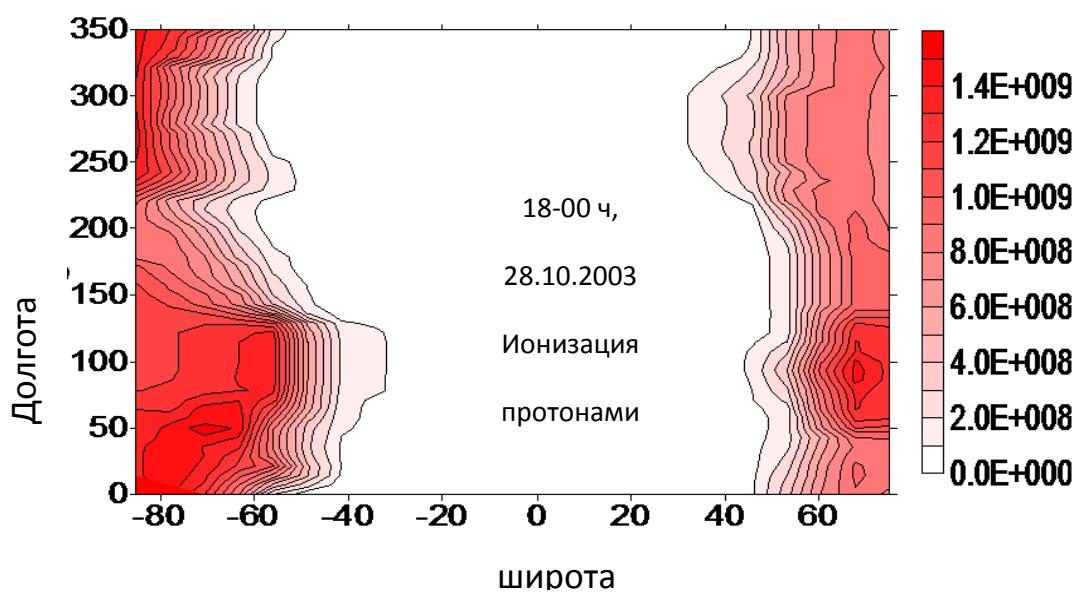


Рис. 3.28. Результаты расчета скорости ионизации атмосферы солнечными протонами (число пар ионов/ $(\text{м}^3 \text{ сек})$ ) на высоте 67 км, 18 ч UT 28.10.2003 [Криволуцкий и др., 2011]

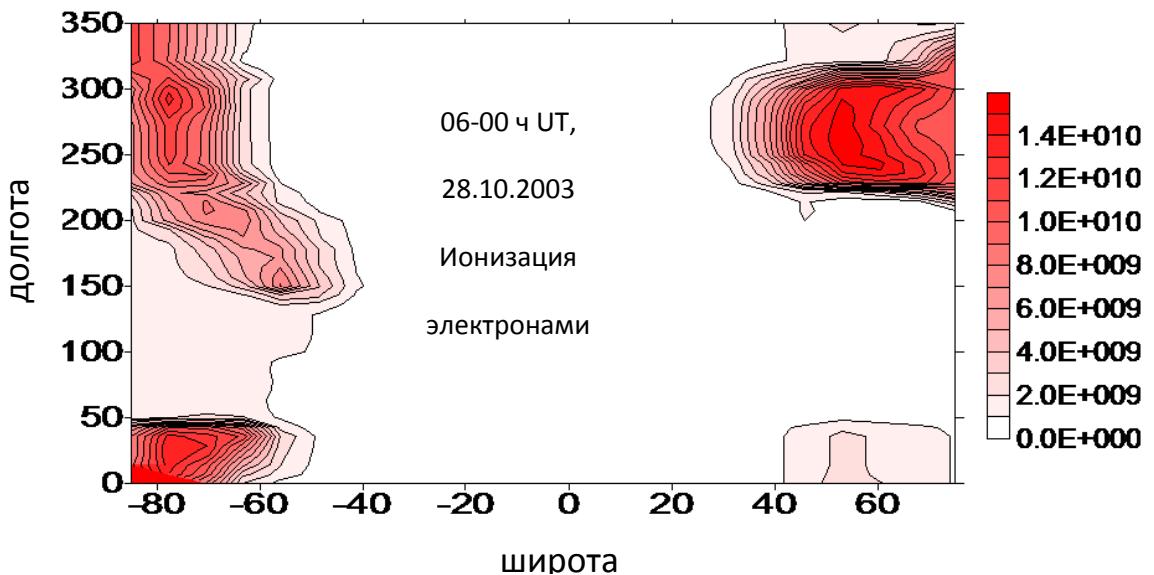


Рис. 3.29. Результаты расчета скорости ионизации атмосферы релятивистскими электронами (число пар ионов/ $\text{м}^3$  в сек.) на высоте 67 км, 6 ч UT 28.10.2003 с помощью модуля AIMOS  
[Криволуцкий и др., 2011]

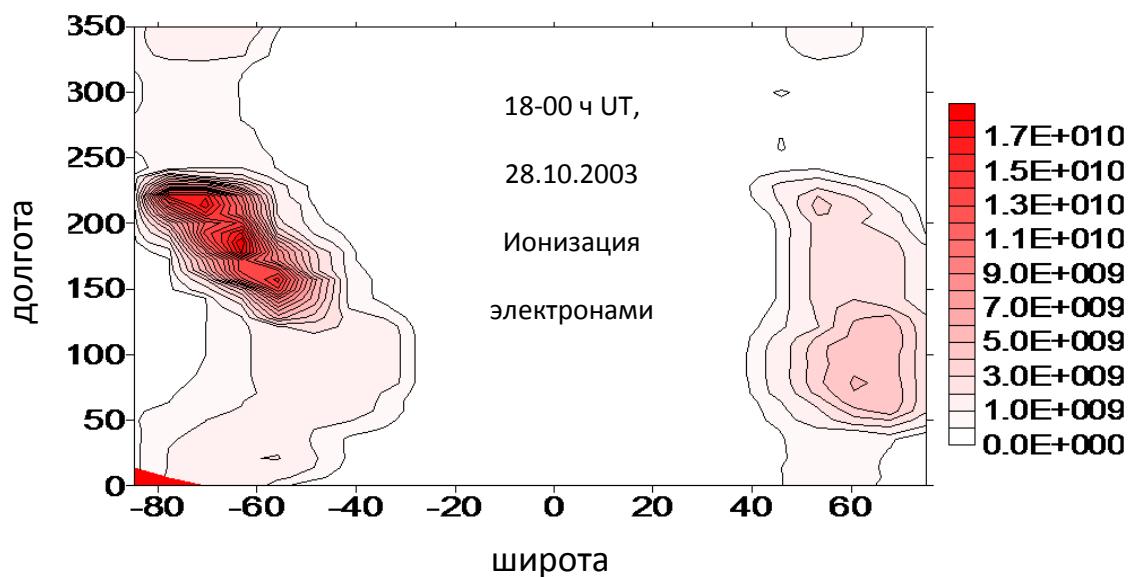


Рис. 3.30. Результаты расчета скорости ионизации атмосферы релятивистскими электронами (число пар ионов/ $\text{м}^3$  в сек.) на высоте 67 км, 18 ч UT 28.10.2003 с помощью модуля AIMOS [Криволуцкий и др., 2011]

На рис. 3.29 и рис. 3.30 представлены аналогичные расчеты (для 67 км) глобального распределения скоростей ионизации атмосферы релятивистскими электронами. Заметно существенное отличие в пространственной структуре полей ионизации, обусловленной солнечными протонами и высывающимися электронами. Кроме того, распределение скоростей ионизации электронами, в отличии от ионизации протонами, имеет существенно незональный характер, связанный с условиями день-ночь и, возможно, отчасти с неоднородностью потоков частиц, приходящих к Земле.

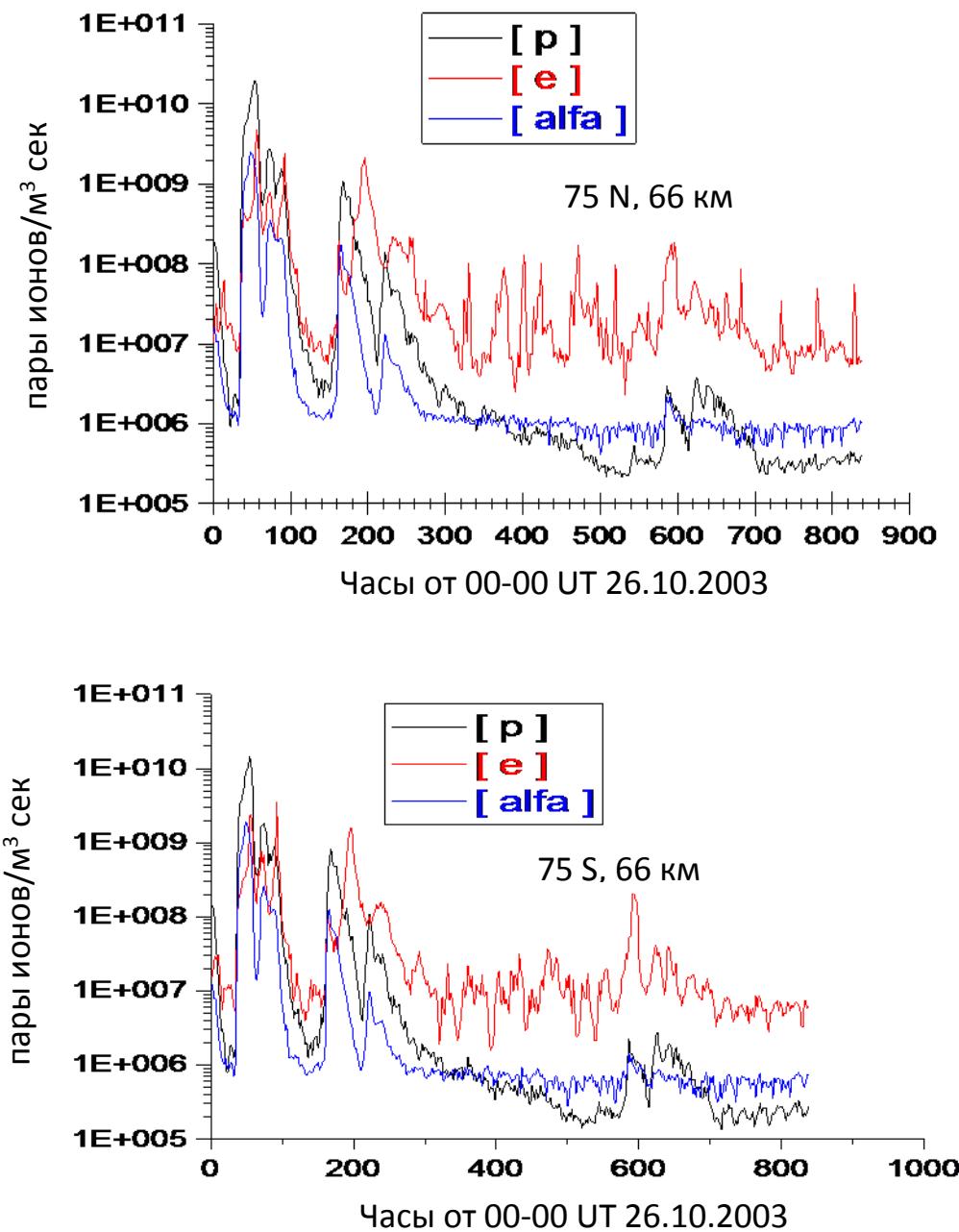


Рис. 3.31. Результаты расчета скорости ионизации атмосферы (число пар ионов/м<sup>3</sup> в сек.) энергичными частицами (протоны, электрона и Альфа-частицы) в период октября-ноября 2003 года на высоте 66 км для северной (вверху) и южной полярных областей

Следует отметить относительно несколько меньшие значения скоростей ионизации, обусловленных электронами в период сильных потоков протонов. Анализ

более длительных рядов ионизации (рис. 3.31) показывает, что примерно после 8-х суток ионизация, вызванная электронами в стратосфере-мезосфере, начинает преобладать. Из рисунка 3.31 следует, что ионизация, вызванная частицами разного вида в полярных областях в период данного СПС, практически одинакова в северной и южной полярной области. При этом вклад в ионизацию различных частиц меняется со временем: в период максимальных значений потоков протонов преобладает ионизация протонами, в дальнейшем преобладает ионизация электронами, хотя сами значения при этом на два порядка меньше соответствующих пиковых значений, обусловленных протонами. В то же время вероятно, возможен долговременный эффект, связанный с воздействием электронов на состав, однако этот вопрос требует специального рассмотрения.

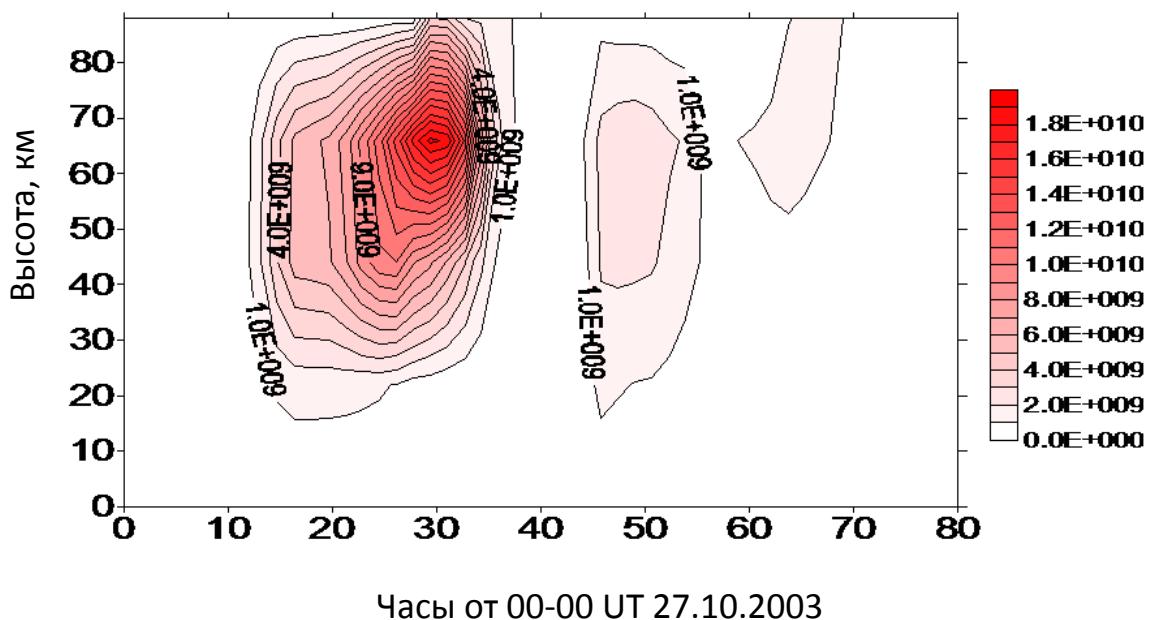


Рис. 3.32. Результаты расчетов скоростей ионизации (число пар ионов/ $\text{м}^3$  в сек.) в возмущенный период в высоких широтах северного полушария, обусловленных солнечными протонами

На рисунке 3.32 представлены вертикальные профили скоростей ионизации в возмущенный период в высоких широтах северного полушария, обусловленных солнечными протонами. Видно, что максимум ионизации расположен в мезосфере, а продолжительность ее сильного увеличения не более двух суток (правда существует второй максимум, но гораздо более слабый).

### 3.2.6. Скорость ионизации атмосферы, полученная по данным о потоках протонов с разных ИСЗ (GOES и КОРОНАС-Ф) в период СПС 28.10.2003

Представляет интерес сравнение расчетов скорости ионизации с использованием данных высокоорбитальных спутников (GOES) и низкоорбитальных спутников, имеющих полярные орбиты. Расчеты проводились по методике [Vitt and Jackman, 1996], рассмотренной в главе 2. На рис. 3.33 и представлены результаты такого сравнения, полученные при использовании данных о потоках СКЛ, измеренных с борта российской солнечной обсерватории КОРОНАС-Ф. Следует отметить, что высота полярной орбиты спутника КОРОНАС-Ф составляла порядка 350 км, т.е. проходила значительно ниже, чем орбиты GOES (порядка 40000 км). Обширный анализ данных измерений потоков частиц в этот период и процессов в околоземном пространстве приведен в работе [Панасюк и др., 2004]. Данные о потоках протонов, измеренных с КОРОНАС-Ф были использованы для фотохимического моделирования отклика в полярной ионосфере [Криволуцкий и др., 2004].

На рисунке 3.33 приведены результаты сравнения потоков протонов, измеренных с разных космических аппаратов, для различных диапазонов энергий. Видно, что в целом низкоорбитальные высокоширотные измерения (КОРОНАС-Ф) и измерения с высокоорбитального спутника (GOES) в целом достаточно близки, хотя существуют и некоторые отличия, отчасти вызванные несовпадением каналов измеряемых энергий на разных аппаратах. Близость значений потоков протонов, измеренных с высокоорбитального и низкоорбитального спутников, свидетельствует

о том, что в области открытых силовых линий магнитного поля эти потоки попадают в полярные области Земли, практически не ослабляясь.

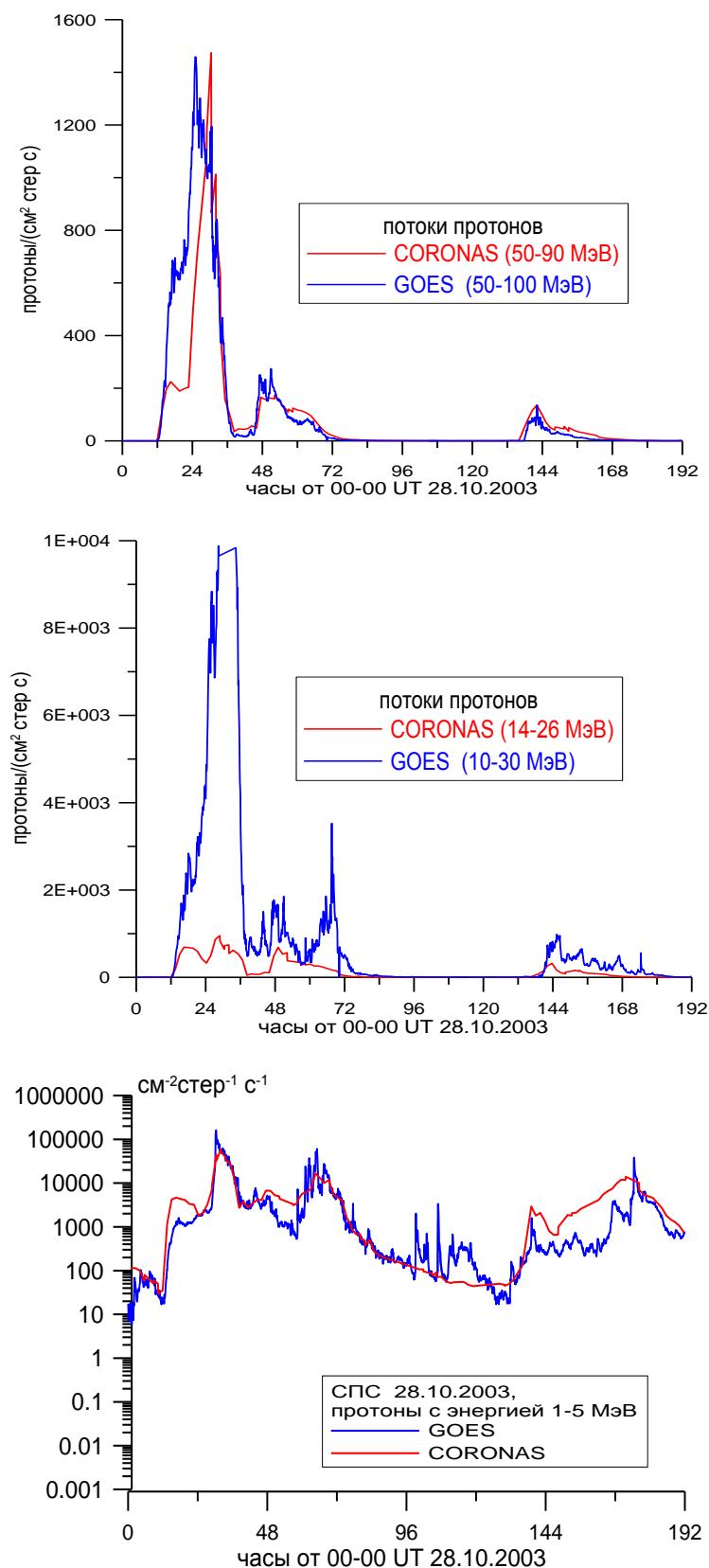


Рис. 3.33. Результаты сравнения потоков солнечных протонов в возмущенный период октября-ноября 2003 года по данным спутника GOES и российской солнечной обсерватории CORONAS-F в различных каналах энергий

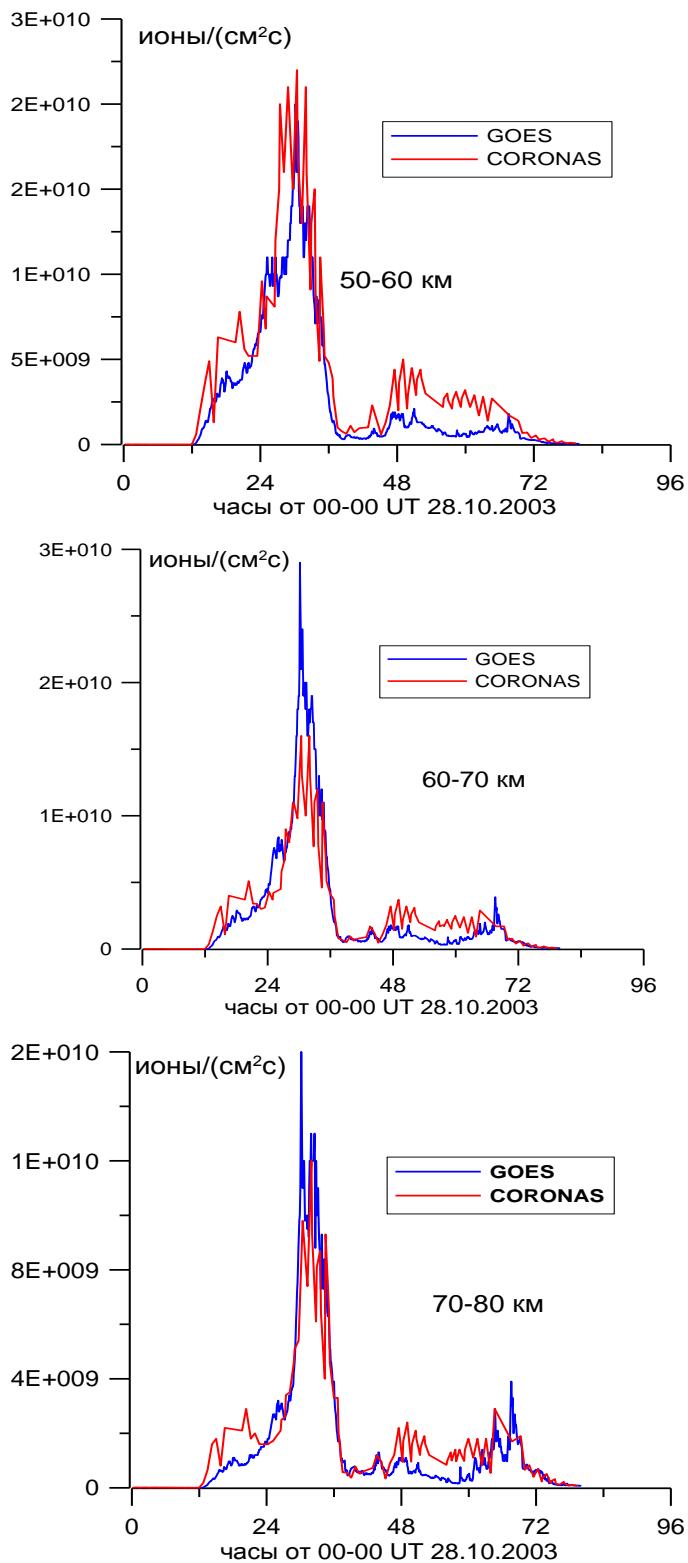


Рис. 3.34. Результаты расчетов скорости ионизации в полярной атмосфере северного полушария на разных высотах проведенные с использованием данных о потоках протонов со спутников GOES и CORONAS-F в период СПС 28 октября 2003 г.

Принципиальным моментом является сравнение соответствующих расчетов скоростей ионизации атмосферы, рассчитанных по данным различных спутников, поскольку здесь мы имеем уникальную возможность использовать для расчетов данные о потоках, измеренных на низких высотах.

На рисунке 3.34 приведены результаты соответствующих расчетов скоростей ионизации на разных высотах в северной полярной области, проведенные с использованием методики [Witt and Jackman, 1996] по данным о потоках протонов со спутников GOES и CORONAS-F. Это сравнение является, очевидно, важным, поскольку величина скорости ионизации солнечными протонами определяет дополнительные источники окислов азота и водорода.

Результаты рис. 3.34 демонстрируют близкие значения скоростей ионизации атмосферы на разных высотах в полярной области, вызванные потоками протонов, измеренных на высокоорбитальном и низкоорбитальном спутниках. Это важный результат, поскольку он, таким образом, является обоснованием использования данных измерений со спутников серии GOES, осуществляющих мониторинг потоков частиц солнечного происхождения уже на протяжении нескольких циклов активности, при фотохимическом моделировании воздействия протонных вспышек на озоносферу Земли в полярных областях.

### 3.2.7. Численное моделирование изменений содержания озона после СПС 28.10.2003

Нужно заметить, что данное СПС близко как по мощности, так и по времени в сезонном ходе (глубокая осень) к СПС, рассмотренному выше (4 ноября 2001 г.), поэтому следует ожидать близких результатов моделирования отклика в озоносфере. Эти соображения действительно подтвердились. Ниже приведены соответствующие результаты с некоторыми вариациями, выявляющими дополнительные

особенности в отклике озоносферы на СПС (не только озона). Были использованы результаты расчета трехмерных полей ионизации, рассчитанные в рамках международного проекта HEPRA, о котором говорилось выше. Будут представлены также результаты сравнения с данными прибора MIPAS.

На рис. 3.35 представлены рассчитанные изменения в содержании озона для высоты 66 км (область максимальной ионизации) 28 октября 2003 года. Данный широтно-долготный разрез наглядно выявляет структуру отклика, отражающую пространственную структуру скорости ионизации, вызванную энергичными частицами (в расчетах учитывалась суммарная ионизация протонами, релятивистскими электронами и альфа-частицами).

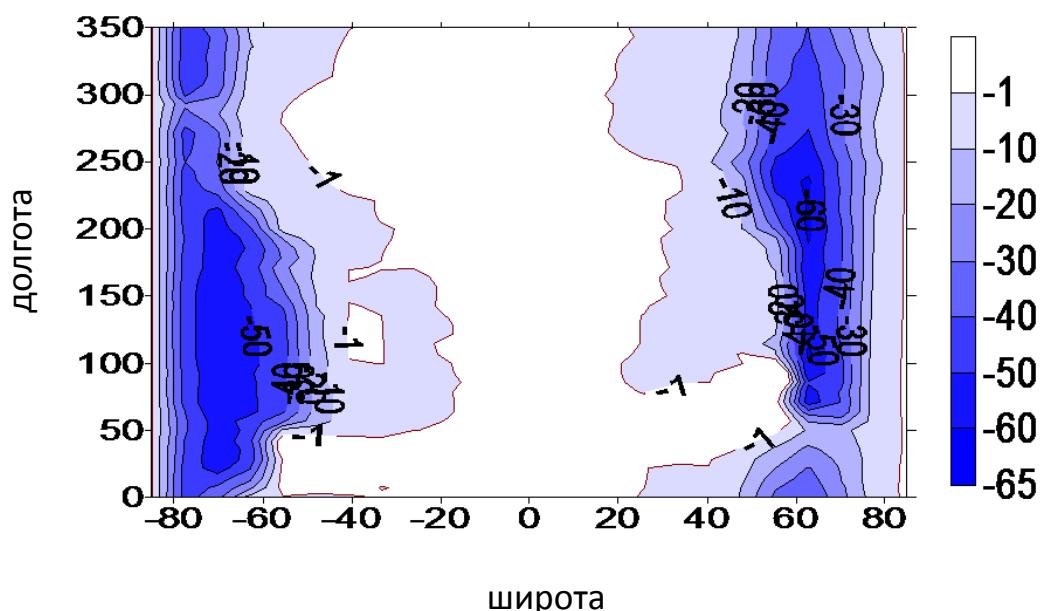


Рис. 3.35. Пространственная структура изменений в содержании озона (%) на высоте 66 км 28 октября 2003 года (расчет по трехмерной модели CHARM)  
[Криволуцкий и др., 2011]

На приведенном рисунке показано разрушение озона 28 октября 2003 года, т.е. сразу после воздействия протонного события. Соответствующая высота (66 км) относится к мезосферным уровням, а быстрая реакция озона, как мы видели ранее,

обусловлена его разрушением образовавшимися водородными окислами, имеющими малое время жизни.

Видно, что озон может быть практически полностью разрушен, хотя эффект имеет долготную зависимость, определяемую в значительной степени соответствующей модуляцией полей ионизации.

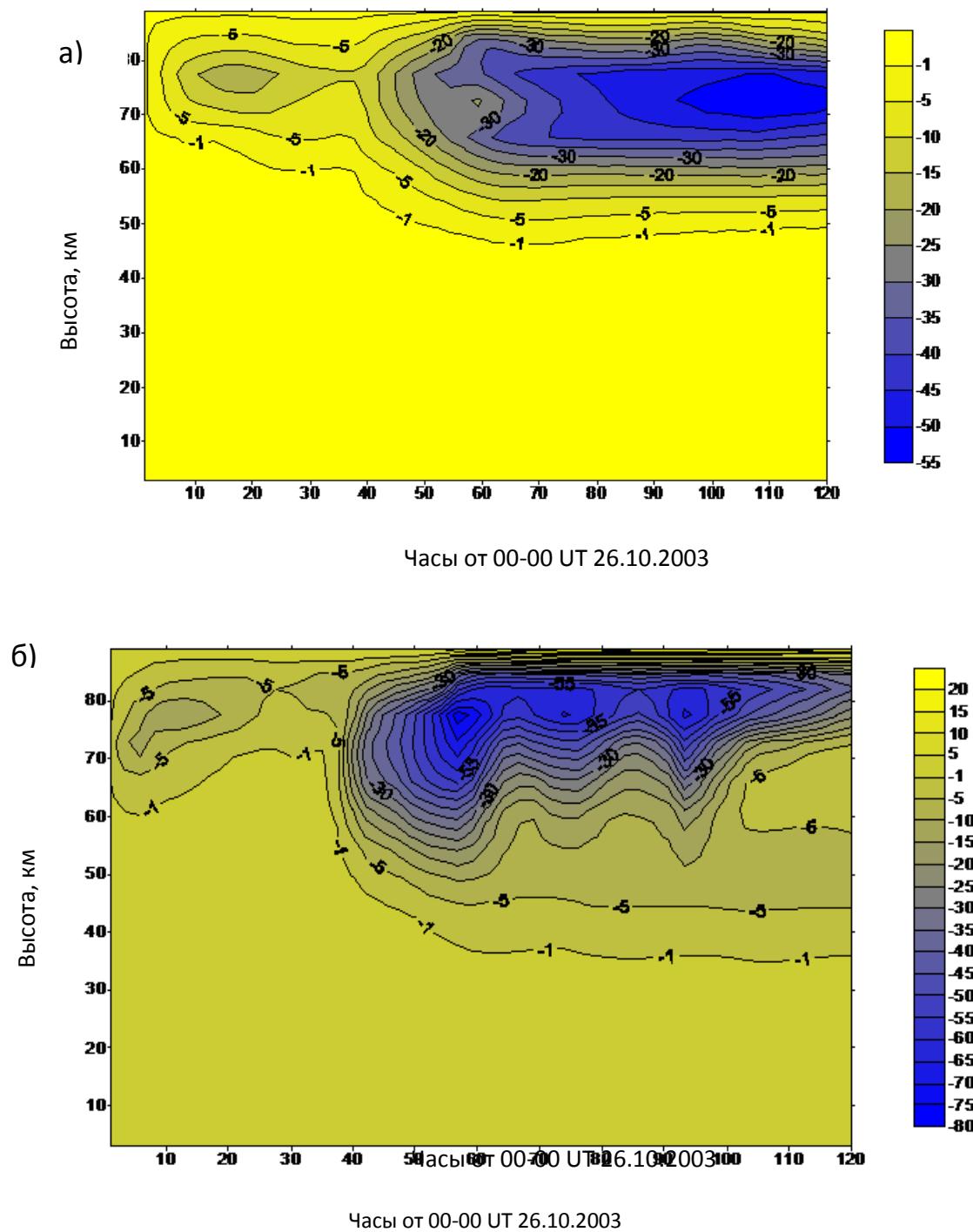


Рис. 3.36. Вертикальная структура изменений в содержании озона (%) для  $75^{\circ}$  с.ш.(а) и  $75^{\circ}$  ю.ш.(б) после 26 октября 2003 года (расчет по трехмерной модели **CHARM**)

Анализируя представленные на рис. 3.36 результаты, следует напомнить, что изменения определяются в результате сравнения расчетов по двум сценариям: с воздействием вспышки и без учета этого воздействия. На рисунке 3.36 видно, что озон в мезосфере и северной и южной полярной области сильно разрушен в результате выброса дополнительных окислов водорода и азота. Эффект воздействия (в %) при этом затухает с уменьшением высоты (в соответствии с профилем скорости ионизации). Область разрушения в северной полярной области при этом сохраняется в условиях полярной ночи аналогично СПС 14 июля 2000 г., хотя сами изменения сильнее, поскольку вспышка «застала» светлое время.

В то же время для  $75^{\circ}$  ю.ш. (рис. 3.36 б) пространственно-временная структура эффекта разрушения озона в южной полярной области отличается от северной. Последнее имеет фотохимическую природу – процессы, восстанавливающие озон в южной полярной области, более интенсивны в условиях относительного увеличения солнечной радиации (в конце октября – начале ноября в районе южного полюса Солнце стоит выше над горизонтом). Виден сильный суточный ход отклика на СПС (это новый результат) и постепенное восстановление озона по мере усиления солнечной радиации (для СПС 14 июля 2000 г. это восстановление происходит быстрее).

Поскольку, как было показано выше, в период геомагнитных возмущений октября-ноября 2003 года область проникновения частиц (и соответственно, вызванной ими ионизации) распространяется до более низких широт, интересно проанализировать соответствующий эффект воздействия СПС.

На рисунке 3.37 представлена вертикальная структура изменений в содержании озона (%) для  $65^{\circ}$  с.ш.(а) и  $65^{\circ}$  ю.ш.(б) после СПС 26 октября 2003 года. Изображены среднезональные значения.

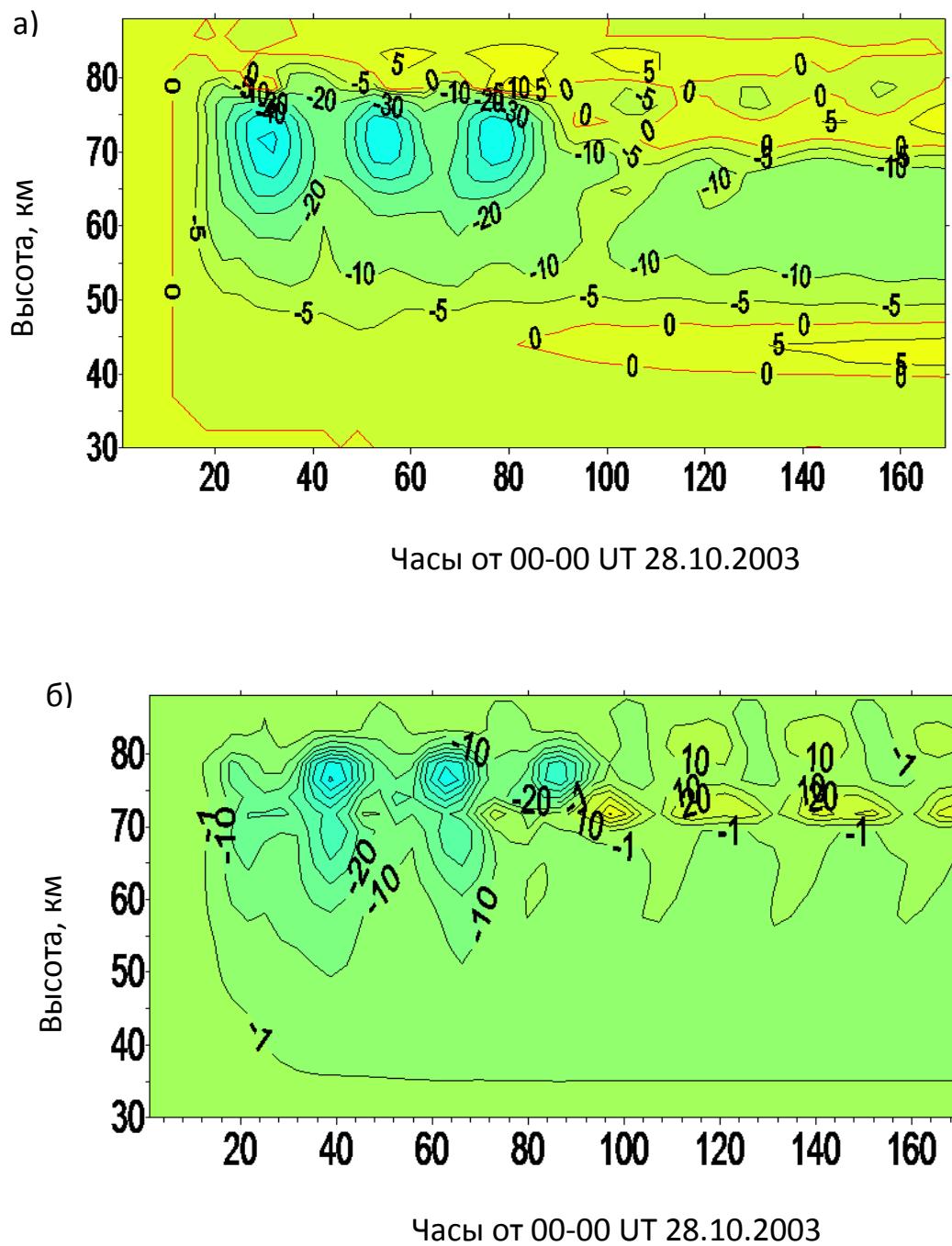


Рис. 3.37. Вертикальная структура изменений в содержании озона (%) для 65° с.ш. (а) и 65° ю.ш. (б) после СПС 28 октября 2003 года (расчет по трехмерной модели CHARM)

Результаты рис. 3.37 обнаруживают новые черты в отклике озона:

1) суточный ход в его отклике на внешнее воздействие, обусловленный суточным ходом солнечной радиации. При этом интересно отметить, что максимумы разрушения озона приходятся на ночное время. Этот эффект обусловлен увеличением содержания озона в мезосфере от дня к ночи.

2) Некоторый рост содержания озона в мезосфере и в верхней стратосфере спустя несколько суток после СПС.

Второй эффект уже обсуждался, когда рассматривалось СПС 14 июля 2000 г. В определенной степени он обусловлен дополнительным образованием атомов кислорода (атомарный кислород образуется при ионизации атмосферы частицами в той же степени, что и атомарный азот – 1,15 атома на каждую пару ионов [Porter et al., 1976], а также вследствие реакций водородного цикла интенсифицированного СПС, который также генерирует атомы кислорода. Время жизни атомарного кислорода на этих высотах велико и будет «нарабатываться» дополнительное количество молекул озона посредством основной химической реакции его образования – тройных соударений ( $O_2 + O + M = O_3 + M$ , где  $M$  – молекула воздуха). Этот эффект (увеличение озона в мезосфере через некоторое время после вспышки), как было показано, обнаружен также и при анализе наблюдений со спутников.

Рисунок 3.37а (северная полярная область) интересен также тем, что «хвост» разрушения озона на высотах 50-70 км, обусловленный опусканием окислов азота, образованных вспышкой, приводит к некоторому возрастанию озона на более низких высотах (уровень порядка 40 км). Это возрастание, очевидно, обусловлено увеличением проникающего на более низкие высоты потока УФ радиации вследствие уменьшения толщи озона, разрушенного выше. Следует обратить внимание (Рис. 3.37 б) на то, что над южной полярной областью последнего эффекта нет («хвоста» разрушения и соответствующего увеличения озона на более низких уровнях). Это вызвано различием в направлении вертикальных движений: нисходящие движения над северной полярной областью и восходящие над южной полярной областью [Brasseur and Solomon 2005].

Рисунок 3.38 иллюстрирует эволюцию рассчитанного глобального поля изменений озона на высоте 60 км. На приведенном рисунке хорошо видна асимметрия между полушариями в отклике озона, обусловленная в значительной степени, как уже говорилось, сезонными различиями в освещенности солнечной радиацией (и различием в циркуляции). В то же время на данном рисунке отсутствует показанная ранее область увеличения содержания в мезосфере, возникающая через несколько дней после СПС. Это обусловлено, тем, что рассматриваемый уровень (60 км) находится ниже упомянутой области (70 км, см. рис. 3.37 а).

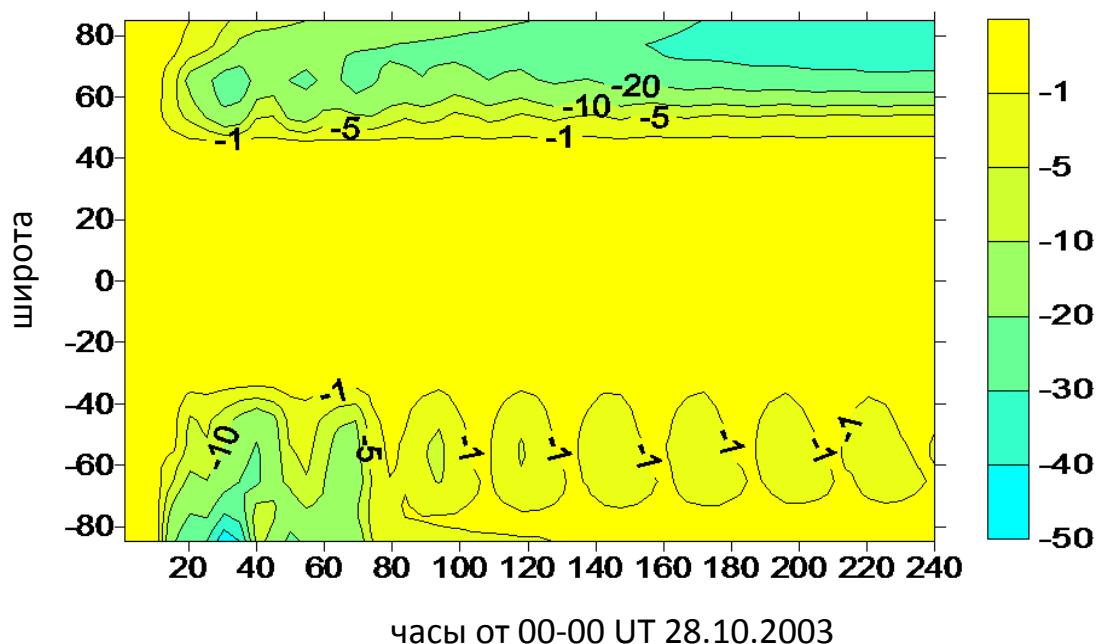


Рис. 3.38. Структура изменений в содержании озона (%) на высоте 66 км после СПС 28 октября 2003 года (расчет по трехмерной модели **CHARM**)

### 3.2.8. Долговременные последствия воздействия частиц на полярную стратосферу в период 2003-2004 гг. после СПС 28.10.2003

В настоящей работе с помощью трехмерной фотохимической модели был реализован сценарий долговременного воздействия энергичных частиц на полярную озоносферу. Рассчитанные глобальные изменения озона, вызванные воздействием энергичных частиц, были заложены в модель общей циркуляции, что позволило получить соответствующий отклик температуры и ветра (результаты представлены в Главе 4). В фотохимических расчетах были использованы расчеты скорости ионизации, обусловленные энергичными частицами на основе модуля AIMOS с шагом по времени 2 часа. Уравнения модели интегрировались на год, начиная с 26 октября календарного года. Представлены результаты, представляющие разность сценария с «возмущением» и сценария без учета воздействия частиц (т.е. рисунки показывают только эффект воздействия энергичных частиц).

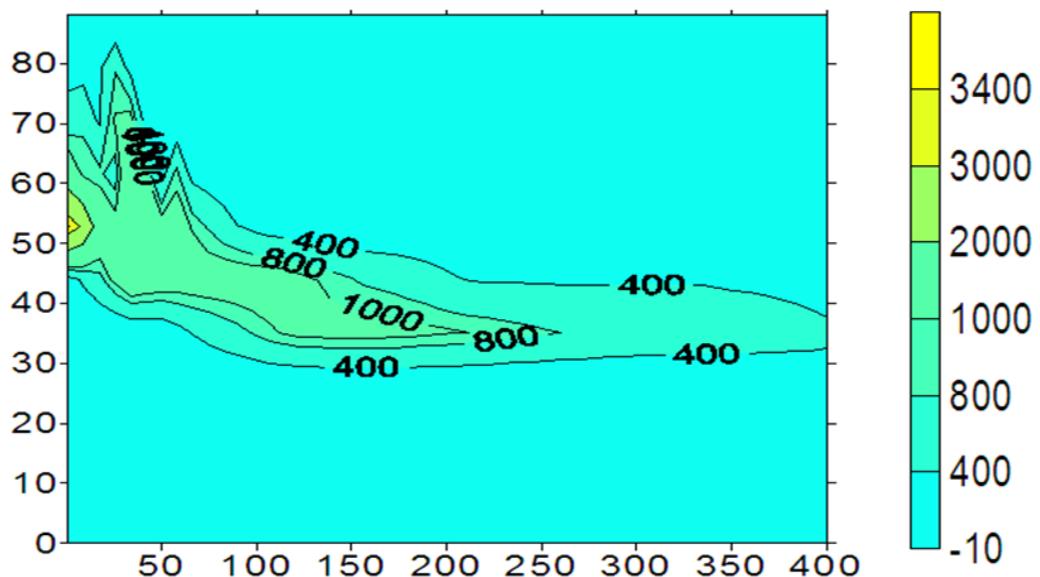


Рис. 3.39. Эволюция изменений содержания «нечетного» азота (%) в высоких широтах северного полушария после возмущенного периода октября-ноября 2003 года [Криволуцкий и др., 2012]

На рисунках 3.39, 3.40 представлена эволюция изменений в содержании окислов азота ( $\text{NO}_y$ ) и озона (в % по отношению к невозмущенному состоянию) для высоких широт северного полушария ( $75^\circ$  с.ш.), вызванных вспышкой. Видно, что вследствие большого времени жизни «нечетного» азота и наличия нисходящих движений в период полярной ночи, его воздействие на озон оказывается на протяжении всего года после сильных геомагнитных возмущений октября-ноября 2003 года. Видно, что воздействие на озон интенсифицируется после окончания полярной ночи, сохраняясь в течение всего года. Неожиданное увеличение двуокиси азота и разрушение озона в 2004 году было обнаружено также при анализе спутниковых данных [Randall et al., 2006]. Выявленная в данном численном эксперименте возможность долговременного возмущения полярного озона даже в летний период (т.е. в условиях освещенности солнечной радиацией) создает предпосылки для исследования возможного воздействия на температурный режим и динамику полярной атмосферы. Соответствующие результаты будут представлены в Главе 4.

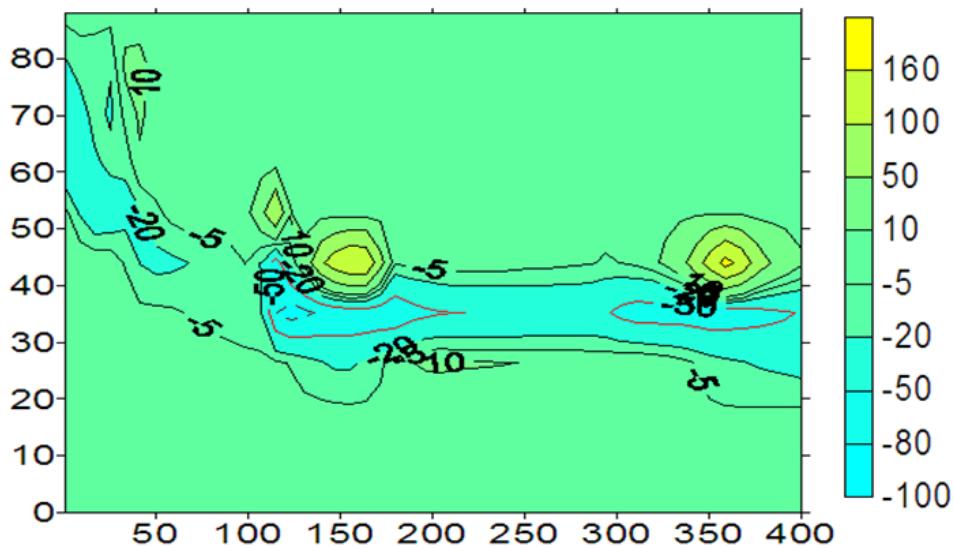


Рис. 3.40. Изменения в содержании озона (%) в высоких широтах северного полушария после возмущенного периода октября-ноября 2003 года [Криволуцкий и др., 2012]

### 3.2.9. Сравнение результатов моделирование СПС 28.10.2003 с данными спутниковых наблюдений прибором MIPAS (Проект НЕРРА)

Как уже было сказано выше, возмущенный период октября-ноября 2003 года совпал по времени с уникальными измерениями химического состава, которые были обеспечены приборами, установленными на европейском спутнике ENVISAT. Этот спутник функционировал в течение 10 лет (2002-2012 гг.) и измерения с его борта позволили не только впервые полноценно сопоставить теоретические представления о взаимодействии частиц высоких энергий с атмосферой Земли, но и поставить новые вопросы. Ключевую роль при этом сыграли измерения прибора MIPAS. Как было сказано выше, в основу проекта НЕРРА было положено сравнение результатов измерений химического состава прибором MIPAS в период геомагнитных возмущений октября-ноября 2003 года с результатами, полученными с помощью трехмерных численных моделей. В проекте участвовала и модель ЦАО, позже названная CHARM (в Проекте модель фигурировала под аббревиатурой – CAO). На Рисунок 3.41, который взят из проспекта, посвященного спутнику ENVISAT, показаны измеряемые параметры.

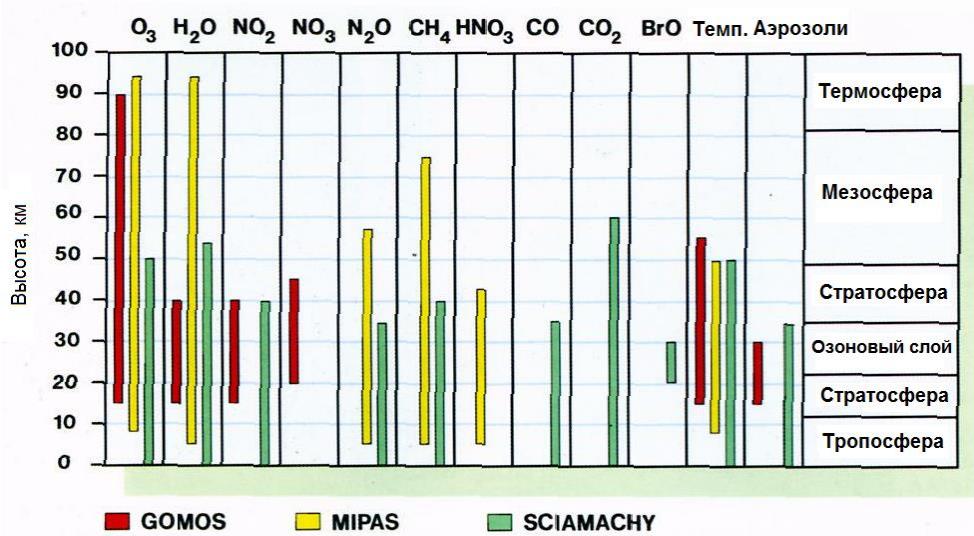


Рис. 3.41. Параметры атмосферы, измеренные приборами, установленными на спутнике ENVISAT

Перейдем к некоторым (ключевым) результатам проекта НЕРРА.

На рисунке 3.42 представлены результаты обработки данных прибора MIPAS, демонстрирующие изменения в содержании «нечетного» азота в период конца октября-начала ноября 2003 года в атмосфере высоких широт северного и южного полушарий. Показаны изменения в содержании  $\text{NO}_x$  по сравнению с невозмущенными условиями 26 октября.

На приведенном рисунке видно сильное возрастание в содержании окислов азота, а также опускание области этой области со временем в северной полярной области. Видны также межполушарные различия отклика  $\text{NO}_x$  (более сильное в северной полярной области). Результаты представлены в единицах отношения смеси (миллиардные доли – ppbv), поэтому вертикальная структура несколько отлична от представления в процентах изменений. Нужно также отметить, что верхний уровень представления результатов ограничен высотой 60 км. Данные получены осреднением по широтной зоне 70-90 градусов.

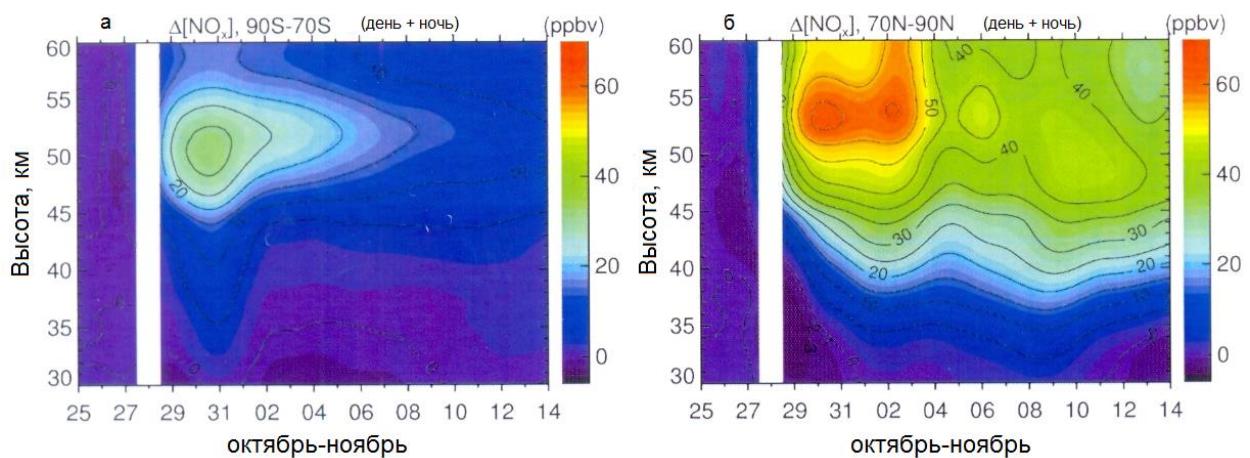


Рис. 3.42. Изменения содержания нечетного азота (ppbv) октября-ноября 2003 г. по данным измерений прибора MIPAS со спутника ENVISAT над южной (слева) и северной полярной областью [Funke et. al., 2011]

На рисунке 3.43 представлены результаты обработки данных прибора MIPAS, демонстрирующие изменения в содержании озона в период конца октября-начала ноября 2003 года в атмосфере высоких широт северного и южного полушарий. Показаны изменения в содержании  $O_3$  по сравнению с невозмущенными условиями 26 октября.

На приведенном рисунке показано сильное (90%) разрушение в содержании озона, а также опускание области этой области со временем в северной полярной области. Видны также межполушарные различия отклика озона (более сильный в северной полярной области). Результаты представлены в процентах, поэтому вертикальная структура несколько отлична от представленной на предыдущем рисунке для изменений  $NO_x$ . Верхний уровень ограничен высотой 70 км. Данные также получены осреднением по широтной зоне 70-90 градусов. Заметно увеличение (слабое) озона после 6 ноября. Причина его появления обсуждалась выше на примере СПС 14 июля 2000 г.

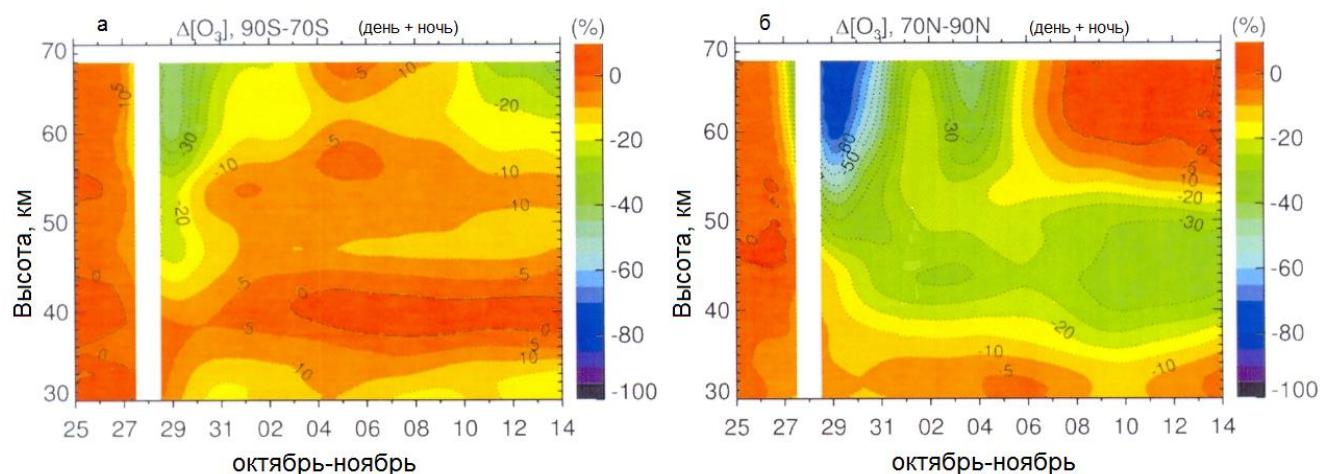


Рис. 3.43. Изменения содержания  $O_3$  (%) октября-ноября 2003 г. по данным измерений прибора MIPAS со спутника ENVISAT [Funke et. al., 2011]

Из приведенных результатов видно, что в возмущенный период в стратосфере и мезосфере полярных широт резко возрастает содержание окиси азота, что сопровождается разрушением озона на этих высотах. На рисунках представлена также эволюция эффекта, включая некоторое увеличение озона, обнаруженное при моделировании (см. рис. 3.42 и 3.43). Очевидна также асимметрия эффекта воздействия частиц между северной и южной полярной областью, которая также была обнаружена в модельных расчета. Эта асимметрия обусловлена, как было сказано выше, несколькими факторами: различием в освещенности (разные сезоны), различием в циркуляции и некоторым различием в ионизации. Последнее обстоятельство есть следствие различия в плотности воздуха над полярными регионами.

Таким образом, анализ спутниковых данных подтвердил фундаментальные основы одного из механизмов солнечно-земных связей, базировавшегося на концепции образования азотных и водородных окислов в полярной атмосфере под воздействием частиц космического происхождения. В то же время эти данные позволили провести обширное количественное сравнение путем сопоставления результатов обработки спутниковой информации с результатами фотохимического моделирования. В сравнении (в рамках проекта НЕРРА), как уже говорилось, участвовали практически все трехмерные модели в мире: 10 моделей, включая модель ЦАО (в сравнении фигурировала как САО, в настоящее время переименована в CHARM).

Ниже приведены результаты моделирования воздействия частиц в период октября-ноября 2003 года, полученные по различным моделям. Подчеркнем, что в рамках проекта все группы, располагающие моделями были снабжены трехмерными полями ионизации, рассчитанными с помощью модели AIMOS. Таким образом, была заранее устранена возможность различия в результатах, возникающая из-за различия в методах расчета ионизации.

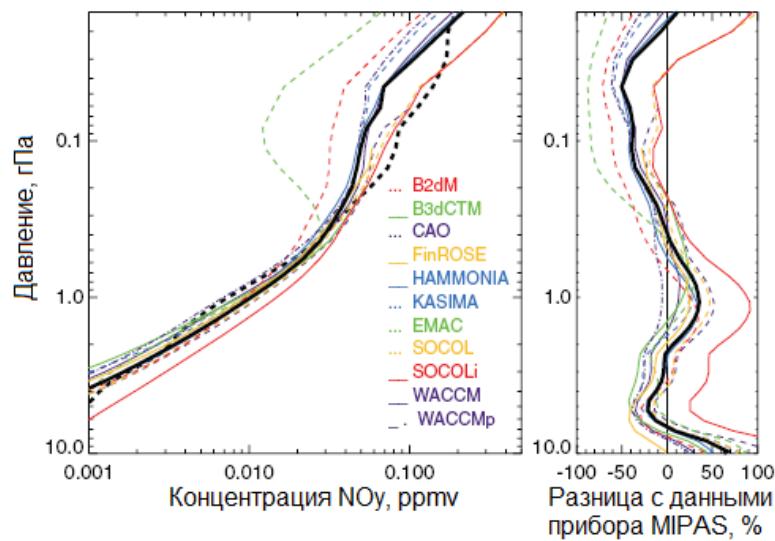


Рис. 3.44. Увеличение NO<sub>y</sub> в высоких широтах северного полушария после 28 октября 2003 года по расчетам по различным трехмерным моделям и сравнение с данными прибора MIPAS [Funke et. al, 2011]

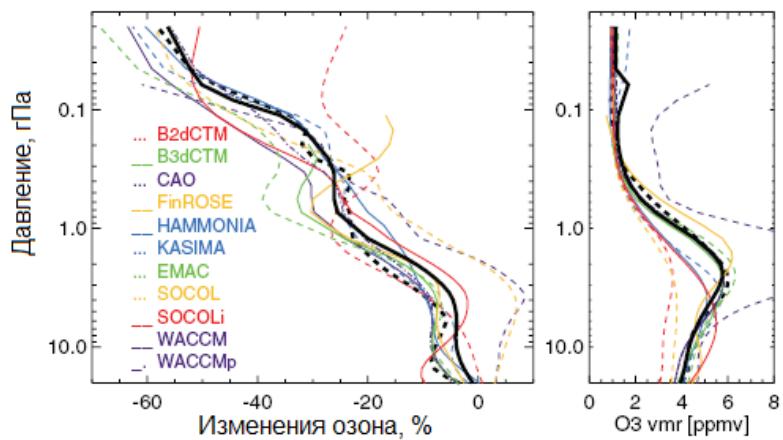


Рис. 3.45. Разрушение озона в высоких широтах северного полушария после 28 октября 2003 года по расчетам по различным трехмерным моделям и сравнение с данными прибора MIPAS [Funke et. al, 2011]

На рисунках 3.44-45 представлены результаты изменений в содержании «нечетного» азота и озона соответственно в высоких широтах северного полушария,

рассчитанные по разным моделям научными группами участниками проекта НЕРРА. Представленные данные иллюстрируют хорошее соответствие результатов моделирования и данными наблюдений.

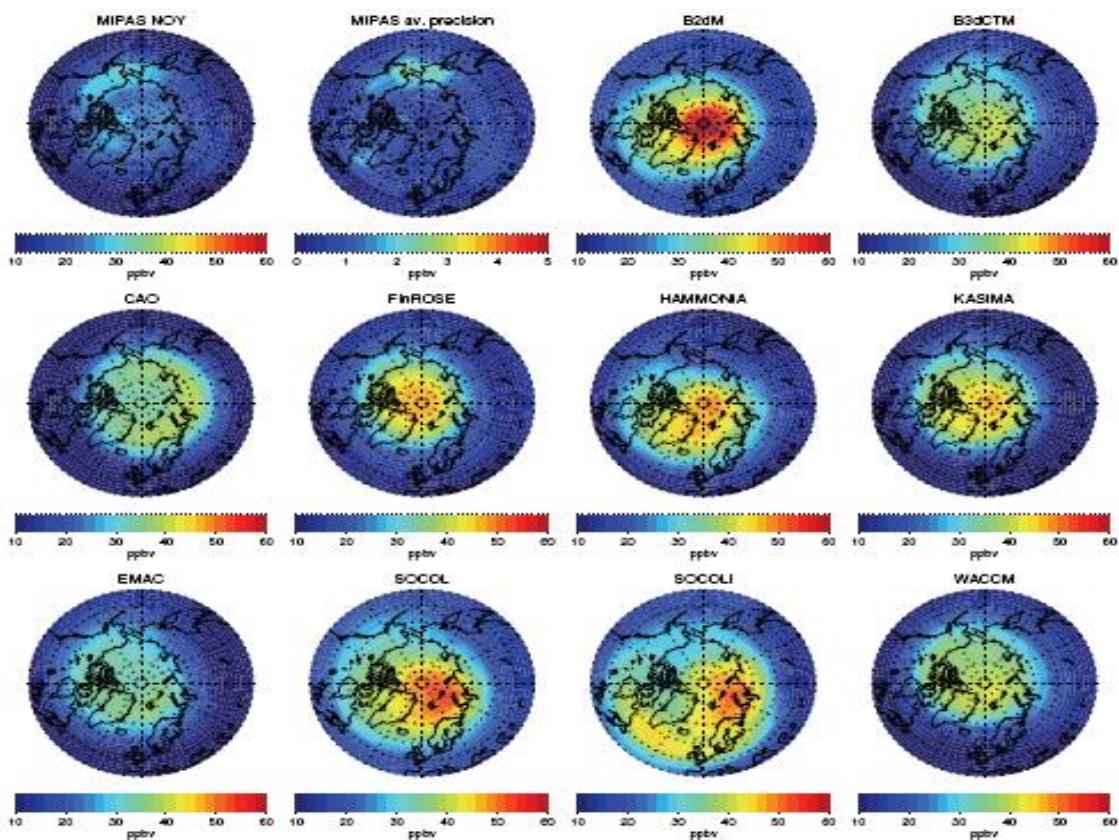


Рис. 3.46. Увеличение  $\text{NO}_y$  после 28 октября 2003 года по расчетам на уровне 1 ГПа по различным трехмерным моделям и результатам измерений прибором MIPAS [Funke et. al, 2011]

Представленные выше результаты показывают, что все модели (за некоторым исключением) дают достаточно близкие результаты как по возрастанию  $\text{NO}_y$ , так и по величине разрушения озона (жирная кривая-среднее по всем моделям). Справа на рисунках приведены отклонения от данных MIPAS. Видно, что на высотах, где проявляется воздействие, расхождения результатов моделирования и данных при-

бор MIPAS невелики. На рисунке 3.46 представлено пространственное распределение содержания  $\text{NO}_y$  на уровне 1 гПа (порядка 60 км) северного полушария, полученное в расчетах по различным моделям для периода максимального воздействия СПС, а также по данным измерений прибором MIPAS (слева вверху).

Кратко подведем итоги анализа результатов моделирования и данных наблюдений, относящиеся к СПС 28 октября 2003 года:

- Данное СПС относится к наиболее мощным событиям, произошедшим в 23-ем цикле активности Солнца.

- Фотохимическое моделирование выявило некоторые новые черты отклика озонасферы в высоких широтах ( $65^\circ$  с.ш.) в период этого СПС:

- Опускание области разрушения озона, обусловленное нисходящими движениями и взаимодействием с окислами азота;

- Увеличение содержания озона в мезосфере (после его быстрого разрушения), вызванное интенсификацией реакций водородного цикла с дополнительным образованием атомарного кислорода и последующим формированием молекул озона в реакции тройных соударений;

- Увеличение содержания озона ниже области его разрушения (около 40 км), обусловленное усилением потока УФ радиации Солнца вследствие уменьшения толщи озона над этим уровнем.

Несомненным успехом международного сообщества следует признать организацию проекта НЕРРА, в рамках которого удалось провести сравнение трехмерного моделирования воздействия СПС октября-ноября 2003 года с результатами обработки данных измерений химического состава прибором MIPAS, установленного на спутнике ENVISAT.

Проведенное сравнение расчетов скорости ионизации по данным измерений частиц с космических аппаратов GOES и CORONAS-F (низкие орбиты) показало, что соответствующие скорости ионизации в период СПС близки по величине в различных каналах энергий.

### 3.2.9 Заключение к Главе 3

Представленные в Главе 3 результаты основаны на анализе протонной активности Солнца в 23-ем цикле активности, расчетах ионизации атмосферы солнечными протонами по данным измерений на ИСЗ GOES и Солнечной лаборатории КОРОНАС-Ф, трехмерном фотохимическом моделировании отклика озона и других малых газовых составляющих атмосферы, вызванных наиболее мощными вспышками на Солнце в 23-ем цикле, включая вспышку 28 ноября 2003 года. Эти результаты показывают, что в средней атмосфере после протонных вспышек возникают заметные изменения в содержании малых газовых составляющих. В верней стратосфере и мезосфере высоких широт озон на некоторое время может быть практически полностью разрушен. Максимальные значения ионизации, вызванные торможением солнечных протонов в земной атмосфере по данным спутника КОРОНАС-Ф близки к расчетным значениям по данным GOES для вспышки 14 июля 2000 года, однако предстоит оценить общее количество образовавшихся ионных пар после этих вспышек, поскольку рассчитанные изменения состава после СПС 28 октября 2003 года оказались меньше, чем в июле 2000 года.

Общим в структуре отклика озона является область сильного его разрушения в мезосфере, которая существует в течение 1-2 суток и обусловлена увеличением содержания водородных окислов, а также более долговременные отрицательные изменения в нижней мезосфере и верхней стратосфере, обусловленные дополнительной генерацией окислов азота, также каталитически разрушающих озон.

Анализ спутниковых данных, измеренных со спутника ENVISAT с помощью прибора MIPAS, подтвердил фундаментальные основы одного из механизмов солнечно-земных связей, базировавшегося на концепции образования азотных и водородных окислов в полярной атмосфере под воздействием частиц космического происхождения. Чрезвычайно важно, что эти данные позволили провести обширное количественное сравнение путем сопоставления результатов обработки спутниковой информации с результатами фотохимического моделирования. В сравнении (в

рамках проекта **НЕРРА**), как уже говорилось, участвовали практически все трехмерные модели в мире -10 моделей, включая модель ЦАО (в сравнении фигурировала как **САО**, в настоящее время переименована в **CHARM**).

Изменения озона, как радиационно-активного газа могут привести к изменениям температуры и ветра и могут вносить вклад в глобальные изменения природной среды и климата. Соответствующие результаты, полученные с помощью модели общей циркуляции **ARM**, представлены в Главе 4.

Кратко сформулируем результаты работы, представленные в Главе 3. Результаты получены с помощью фотохимического моделирования и анализа информации, полученной со спутников в периоды СПС.

### 3.3 Основные результаты Главы 3

Обнаружено сильное разрушение озона (до 80 %) и увеличение окислов азота (до 1000 %), вызванных СПС в стратосфере и мезосфере в полярных широтах и подтверждающих химический механизм этого эффекта, предсказанного теорией.

Обнаружен эффект некоторого увеличения (порядка 10%) в содержании озона в мезосфере (после его разрушения в период СПС), обусловленный дополнительным образованием атомарного кислорода в реакциях с водородными составляющими, интенсифицированными в период СПС в освещенной Солнцем области.

Обнаружена асимметрия отклика химического состава на воздействие СПС, носящая сезонный характер (различие в освещенности, температуре, интенсивности солнечной радиации) и наиболее ярко проявляющаяся летом (полярный день над северной полярной областью и полярная ночь в южной полярной области).

Обнаружено отсутствие восстановления озона после его разрушения СПС в условиях отсутствия солнечной радиации (полярная ночь).

Получена глобальная пространственно-временная структура изменений озона и других химических составляющих, обусловленных воздействием СПС, выявляющая роль горизонтального переноса, приводящего к появлению отклика на более низких широтах (до  $50^{\circ}$  широты), а также его суточный ход в мезосфере на более низких широтах ( $60^{\circ}$  и ниже), освещенных Солнцем.

Получено хорошее согласие результатов сравнения расчетов скоростей ионизации полярной атмосферы солнечными протонами в период СПС, полученным по данным измерений потоков частиц со спутника серии GOES (высокоорбитальный) и CORONAS-F (низкоорбитальный). Полученное согласие является основанием для использования данных спутников серии GOES для дальнейшего использования в фотохимических расчетах.

При расчетах трехмерных полей скоростей ионизации (с помощью модуля AIMOS) обнаружена их незональная структура в полярных областях.

В фотохимических расчетах обнаружена соответствующая незональная структура отклика в содержании озона и NO<sub>y</sub> на СПС 28 октября 2003 г.

В рамках международного проекта НЕРРА проведено сравнение структуры отклика озона и NO<sub>y</sub> на СПС 28 октября 2003 г. (полученного по расчетам с помощью нескольких фотохимических моделей) и измерениям с борта спутника ENVISAT прибором MIPAS, которое показало их хорошее соответствие.

Обнаружен механизм, формирующий долговременные последствия воздействия СПС, обусловленный опусканием области дополнительных молекул NO<sub>y</sub> в условиях зимнего полярного вихря.

## ГЛАВА 4. ВОЗДЕЙСТВИЕ ПРОТОННОЙ АКТИВНОСТИ СОЛНЦА НА ЦИРКУЛЯЦИЮ И ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ПОЛЯРНОЙ АТМОСФЕРЫ

В этой главе будут рассмотрены результаты трехмерного моделирования, демонстрирующие отклик температуры и ветра в полярной атмосфере после воздействия энергичных частиц. В качестве инструмента была использована модель общей циркуляции тропосферы, средней атмосферы и нижней термосферы (ARM), описание которой приведено ниже. Будут вновь рассмотрены три наиболее мощные СПС 23-го цикла активности Солнца: 14 июля 2000 г., 4 ноября 2001 г. и 28 октября 2000 г. В каждом сценарии в радиационный модуль модели общей циркуляции, в котором рассчитывается нагрев в результате поглощения солнечной УФ радиации озоном и молекулярным кислородом, изменялось пространственно-временное распределение содержания озона, вызванное воздействием частиц и рассчитанное с помощью трехмерной фотохимической модели (см. Главу 3).

### 4.1 Описание модели общей циркуляции

Модель является развитием одной из версий, разработанных в Институте метеорологии Университета [Jacobs et al., 1986], г. Кельн, Германия – **СОММА** (Cologne Middle Atmosphere Model). Данная версия модели, названная **ARM** – Atmospheric Research Model, разработанная в Лаборатории химии и динамики атмосферы (ЛХДА) ЦАО /Криволуцкий и др., 2010, 2015/, модели содержит более совершенные радиационные блоки (параметризации), учитывающие в частности перенос радиации с учетом облачности и аэрозоля, а также имеет более детальное пространственное разрешение.

Исходная версия модели (СОММА) представляла собой глобальную механистическую сеточную модель на высотах от 2.7 до 135 км с высотным разрешением

5,7 км, широтным —  $10^\circ$  и долготным —  $22,5^\circ$ . Это позволяло разрешать волны с зональным волновыми числами до 8. В новой версии (**ARM**) шаг высотного разрешения составляет 1 км, а нижняя граница расположена на высоте  $\sim 1$  км. Шаг по широте в интервале  $-87,5^\circ$  ю.ш.—  $+87,5^\circ$  с.ш. составляет  $5^\circ$ , шаг по долготе  $11,25^\circ$ . Верхний уровень модели лежит на высоте 135 км.

Модель основана на численном решении системы «примитивных» уравнений, записанных в сферических координатах (по вертикали используется лог-изобарическая высота):

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{1}{a \cos \vartheta} \frac{\partial(u^2)}{\partial \varphi} - \frac{1}{a \cos \vartheta} \frac{\partial}{\partial \vartheta}(uv \cos \vartheta) - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z}(\rho_0 uw) + \\ + (f + \frac{u}{a} \operatorname{tg} \vartheta)v - \frac{1}{a \cos \vartheta} \frac{\partial \Phi}{\partial \varphi} - \Lambda_{\varphi\varphi} u + F_u^\mu + F_u^D + G_u \quad (4.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -\frac{1}{a \cos \vartheta} \frac{\partial uv}{\partial \varphi} - \frac{1}{a \cos \vartheta} \frac{\partial}{\partial \vartheta}(v^2 \cos \vartheta) - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z}(\rho_0 vw) - \\ - (f + \frac{u}{a} \operatorname{tg} \vartheta)u - \frac{1}{a} \frac{\partial \Phi}{\partial \vartheta} - \Lambda_{\vartheta\vartheta} v + F_v^\mu + F_v^D + G_v \quad (4.2)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{1}{a \cos \vartheta} \frac{\partial uT}{\partial \varphi} - \frac{1}{a \cos \vartheta} \frac{\partial}{\partial \vartheta}(vT \cos \vartheta) - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z}(\rho_0 wT) - \frac{R}{m' c_p H} wT - \\ - \alpha(T - T_0) + F_T^\mu + F_T^D + Q_i + G_T \quad (4.3)$$

$$\frac{1}{a \cos \vartheta} \frac{\partial}{\partial \vartheta}(v \cos \vartheta) + \frac{1}{a \cos \vartheta} \frac{\partial u}{\partial \varphi} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z}(\rho_0 w) = 0 \quad (4.4)$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial z} = \frac{RT}{m' H}, \quad (4.5)$$

где  $u$  — зональная скорость ветра (положительная на восток);  $v$  — меридиональная скорость ветра (положительная на север);  $T$  — температура;  $w = \frac{dz}{dt}$  — вертикальная скорость (положительная вверх);  $\Phi$  — геопотенциал;  $\vartheta$  — широта;  $\varphi$  — долгота;  $z = H \ln(p_0/p)$ ;  $f$  — параметр Кориолиса;  $H = 7$  км (высота однородной атмосферы);  $M$  — молекулярный вес воздуха;  $M_0$  — молекулярный вес воздуха на фиксированной

поверхности;  $m' = M/M_0$ ;  $p$  – давление;  $p_0$  – давление на фиксированной поверхности;  $a$  – радиус Земли;  $R$  – универсальная газовая постоянная;  $T_0$  – температура основного состояния, зависящая только от высоты и широты;  $\alpha$  – коэффициент ньютоновского выхолаживания;  $\Gamma$  – адиабатический градиент температуры;  $k$  – коэффициент молекулярной теплопроводности;  $\Lambda_{mn}$  – тензор ионного трения;  $\mu$  – динамическая вязкость;  $\rho_0$  – плотность основного состояния, зависящая только от высоты;  $\tau' = T/T_0$ ;  $D$  – коэффициент турбулентной диффузии;  $Q_i$  – источники и стоки тепла;  $F_u$ ,  $F_v$  – широтная и долготная компоненты действующих сил, определённые ниже соотношениями (4.7) – (4.12);  $G_u$ ,  $G_v$  – вклад гравитационных волн в изменение скоростей ветра  $u$  и  $v$ ;  $G_T$  – вклад гравитационных волн в изменение температуры  $T$ .

Система уравнений (4.1 – 4.5) решается явным методом с фиксированным временным шагом 112.5 с. Для предотвращения нелинейной неустойчивости за счет накопления энергии на малых (подсеточных) масштабах в модели применяется численная фильтрация. В процессе решения значения геопотенциала  $\Phi$  рассчитываются из уравнения статики (4.5). После интегрирования по высоте:

$$\Phi(z) = \frac{R}{H} \int_0^z \frac{T(z)}{m'(z)} dz. \quad (4.6)$$

Данное выражение справедливо при отсутствии источника планетарных волн. Модель позволяет включать источник планетарных волн на нижней границе, задавая возмущение  $\Phi_0(\phi, \theta)$  либо по эмпирическим данным, либо в виде стилизованного волнового возмущения с заданной амплитудой, фазой, широтной структурой и зональным волновым числом.

Учет молекулярной вязкости в уравнениях для  $u$  и  $v$  описывается в виде

$$F_u^\mu = \frac{1}{\rho_0} \frac{m'}{\tau} \frac{\partial}{\partial z} \frac{m'}{\tau} \mu \frac{\partial u}{\partial z} \quad (4.7)$$

для зональной скорости  $u$  и в виде

$$F_v^{\mu} = \frac{1}{\rho_0} \frac{m'}{\tau} \frac{\partial}{\partial z} \frac{m'}{\tau} \mu \frac{\partial v}{\partial z} \quad (4.8)$$

для меридиональной скорости  $v$ , где  $\mu$  – динамическая вязкость.

Вклад турбулентности в изменение  $u$  и  $v$  описывается следующим образом:

$$F_u^D = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} \left( \rho_0 D \frac{\partial u}{\partial z} \right) \quad (4.9)$$

для  $u$  и

$$F_v^D = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} \left( \rho_0 D \frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad (4.10)$$

для  $v$ , где  $D$  – коэффициент турбулентной диффузии.

Вклады молекулярной и турбулентной теплопроводности в изменение температуры записываются в виде:

$$F_T^u = \frac{1}{\rho_0} \frac{m'}{\tau} \frac{\partial}{\partial z} \frac{m'}{\tau} k \frac{\partial T}{\partial z} \quad (4.11)$$

$$F_T^D = \frac{1}{\rho_0} \text{Pr} \frac{\partial}{\partial z} \rho_0 D \left( \frac{\partial T}{\partial z} + \Gamma \right) \quad (4.12)$$

соответственно. Здесь  $\text{Pr}$  – число Прандтля.

Также учитывалось ионное трение.

Входными параметрами для схемы учета воздействия ВГВ [Lindzen, 1981] в модели являются:  $l=200$  км – горизонтальная длина волны, вертикальные скорости на нижней границе для трех волн  $W=0,15$  м/с,  $0,02$  м/с,  $0,02$  м/с. Фазовые скорости равны  $0$  м/с,  $30$  м/с,  $60$  м/с, азимуты, равные  $0^\circ$ ,  $45^\circ$ ,  $135^\circ$ ,  $180^\circ$ ,  $225^\circ$ ,  $315^\circ$ . С учетом приведенных параметров в схему включено  $18$  волновых компонент.

В радиационных блоках модели **ARM** ниже высоты  $60$  км была использована более современная по сравнению с моделью СОММА параметризация выхолаживания в инфракрасной области [Chou, 1994], позволяющая не только менять содер-

жание углекислого газа в атмосфере, но и учитывать влияние облачности и аэрозоля (при заданном балле облачности и параметрах аэрозольных частиц). Выше высоты 60 км использовалась параметризация выхолаживания CO<sub>2</sub> в полосе 15 мк, учитывающая отклонение от локального термодинамического равновесия [Fomichev et al, 1998], что важно при расчетах температуры в верхней стратосфере, мезосфере и нижней термосфере.

Нагрев средней атмосферы, который учитывается в модели, происходит при поглощении солнечной радиации озоном в полосах Шаппюи, Хеггинса и Хартли и молекулярным кислородом в полосах Шумана-Рунге и в континууме Шумана-Рунге. Ниже приводятся используемые параметризации [Strobel, 1978] скоростей нагрева (К/с) в соответствующих участках спектра:

полосы Шаппюи:  $Q_{Ch}/n(O_3) = 1,05 \cdot 10^{-15} \exp(-2,85 \cdot 10^{-21} N_3),$

полосы Хеггинса:  $Q_{Hu}/n(O_3) = 1/N_3 \{ 4,66 \cdot 10^3 -$   
 $- 7,8 \cdot 10^2 \exp(-1,77 \cdot 10^{-19} N_3) -$   
 $- 3,88 \cdot 10^3 \exp(-4,22 \cdot 10^{-18} N_3) \},$

полосы Хартли:  $Q_{Ha}/n(O_3) = 4,8 \cdot 10^{-14} \exp(-8,8 \cdot 10^{-18} N_3),$

полосы Шумана-Рунге:  $Q_{SRB}/n(O_2) = 1/(0,67 N_2 + 3,44 \cdot 10^9 N_2^{1/2}),$   
 $N_2 > 10^{18} \text{ см}^{-2},$

полосы Шумана-Рунге:  $Q_{SRB}/n(O_2) = 2,43 \cdot 10^{-19},$   
 $N_2 < 10^{18} \text{ см}^{-2},$

$$\text{континуум} \quad Q_{\text{SRC}}/n(\text{O}_2) = 1/N_2 \{ 0,98 \exp(-2,9 \cdot 10^{-19} N_2) - \\ \text{Шумана-Рунге:} \quad - 0,55 \exp(-1,7 \cdot 10^{-18} N_2) - \\ - 0,43 \exp(-1,15 \cdot 10^{-17} N_2) \},$$

где  $n(\text{O}_3)$ ,  $n(\text{O}_2)$  – плотности числа частиц озона и молекулярного кислорода,

$$N_2 = \int_z^{\infty} n(\text{O}_2) dz / \cos \chi, \quad N_3 = \int_z^{\infty} n(\text{O}_3) dz / \cos \chi,$$

$\chi$  – зенитный угол Солнца.

Было проведено сравнение результатов численного моделирования (среднемесячные данные) со стандартной атмосферой CIRA'86. Модель достаточно хорошо воспроизводит глобальное среднезональное температурное поле, включая холодную летнюю мезосферу.

На рис. 4.1 и 4.2 приведены глобальные распределения температуры и ветра (для июля), рассчитанные по модели общей циркуляции.

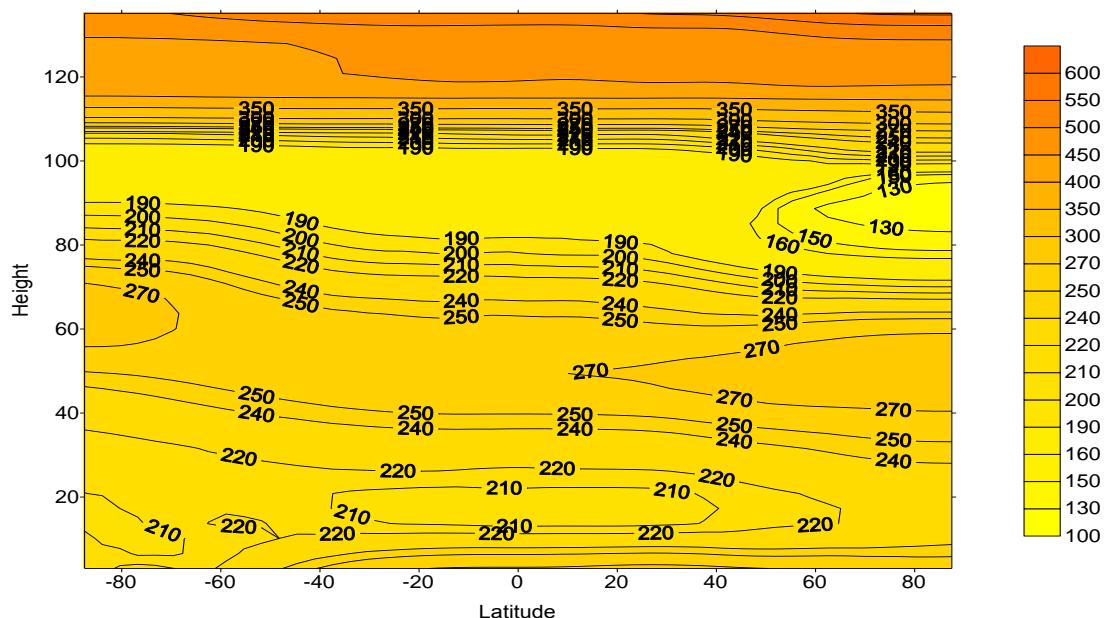


Рис. 4.1. Глобальное распределение температуры (К) для июля  
(ARM) [Криволуцкий и др., 2015]

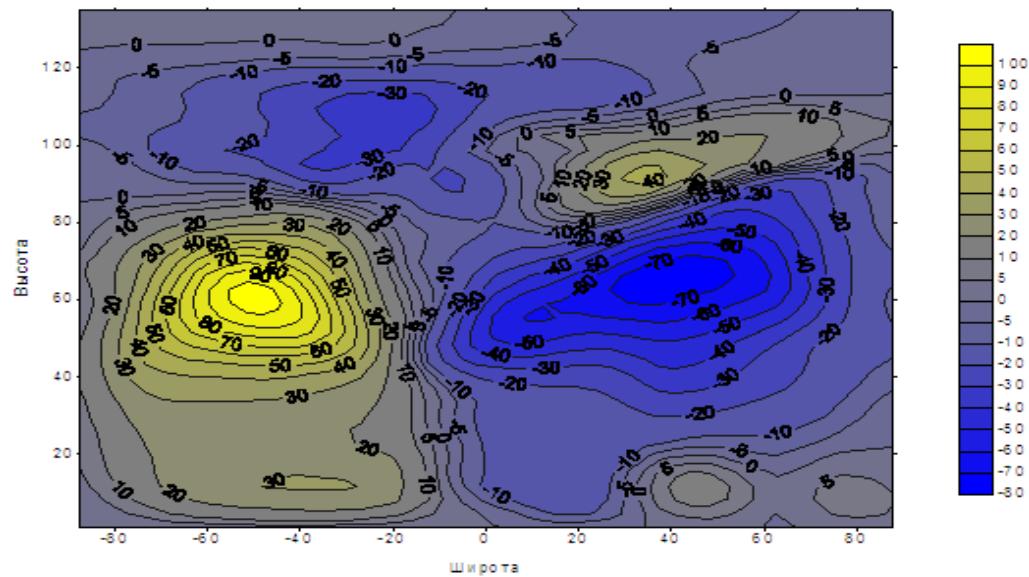


Рис. 4.2 Глобальное распределение скорости зонального ветра для июля  
(ARM) [Криволуцкий и др., 2015]

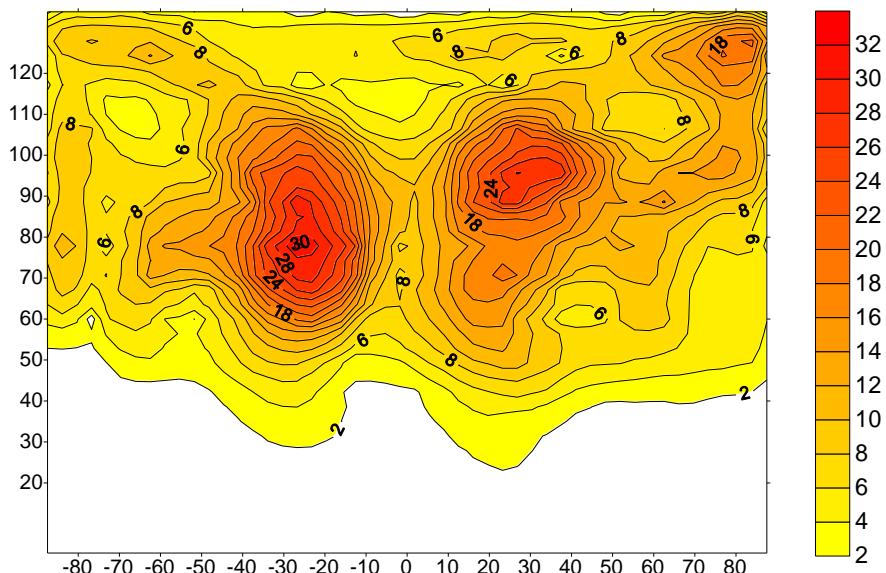


Рис. 4.3 Амплитуда суточного прилива скорости зонального ветра на 18 июля (00-00 UT). [Криволуцкий и др., 2015]

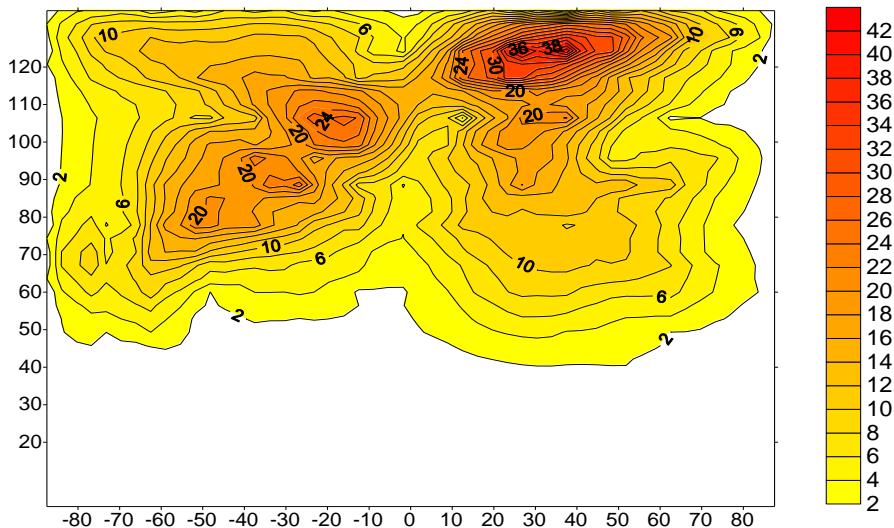


Рис. 4.4. Амплитуда суточного прилива скорости зонального ветра на 18 июля (00-00 UT).

Модель **ARM** воспроизводит также важную черту динамики средней атмосферы- атмосферные приливы. На рис. 4.3 и 4.4 приведены глобальные распределения амплитуды суточного и полусуточного прилива в скорости зонального ветра (м/с).

#### 4.2 Воздействие энергичных частиц на температуру и циркуляцию полярной атмосферы

Как уже было сказано, разрушение озона, вызванное частицами высоких энергий в полярной атмосфере, в присутствии солнечной радиации должно привести к изменению температурного режима и, как следствие, к нарушению режима циркуляции. Ниже представлены результаты трехмерного моделирования, отражающие последствия изменения озона в трех наиболее мощных СПС 23-го цикла активности Солнца (рассмотренных ранее в Главе 3): 14 июля 2000 г., 4 ноября 2001 г. и 28 октября 2003 г.

## 4.2.1 СПС 14 июля 2000 года

Солнечная протонная вспышка в июле 2000 г., как известно, была самой сильной в 23 цикле солнечной активности и третьей по мощности за последние 45 лет. В Главе 3 были представлены пространственно-временные изменения озона, которые были заложены в модель общей циркуляции **ARM**.

Вертикальное распределение температуры в средней атмосфере в приблизительно определяется балансом поглощения и излучения радиации. Сильное понижение содержания озона в высоких широтах северного полушария не могло не отразиться на температуре средней атмосферы. На рис. 4.5 показана широтная структура изменений температуры, индуцированных СПС 14 июля 2000 г. На рисунке видно понижение температуры в высоких широтах северного полушария на  $\sim 10\text{K}$  в максимуме между 40 и 75 км. Выше между  $\sim 80$  и 100 км расположена область нагрева, достигающего 20К. Эта область распространяется на низкие широты вплоть до  $\sim 30^\circ$  с.ш. Наконец небольшая область выхолаживания располагается выше 100 км. Мы вернемся ниже к объяснению этого эффекта. В южной полярной (ночной) атмосфере никакой реакции на СПС не обнаружилось, что естественно т.к. отсутствует солнечная радиация и изменения в содержании озона не приводят к энергетическим последствиям.

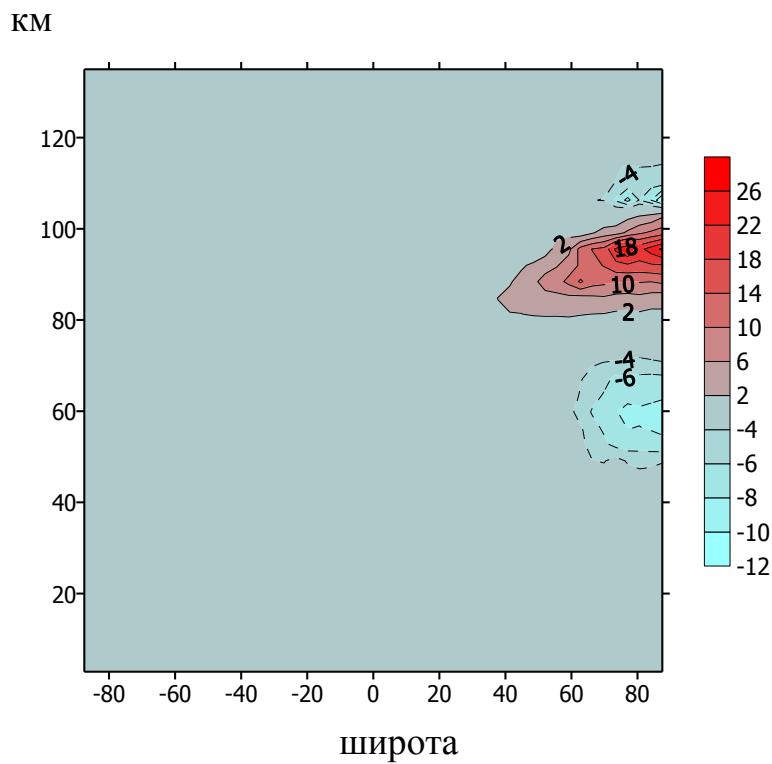


Рис. 4.5 Пространственная структура изменений температуры на 18 июля, вызванная изменением поля озона после СПС 14.07.2000 г.  
(расчёт по модели ARM)

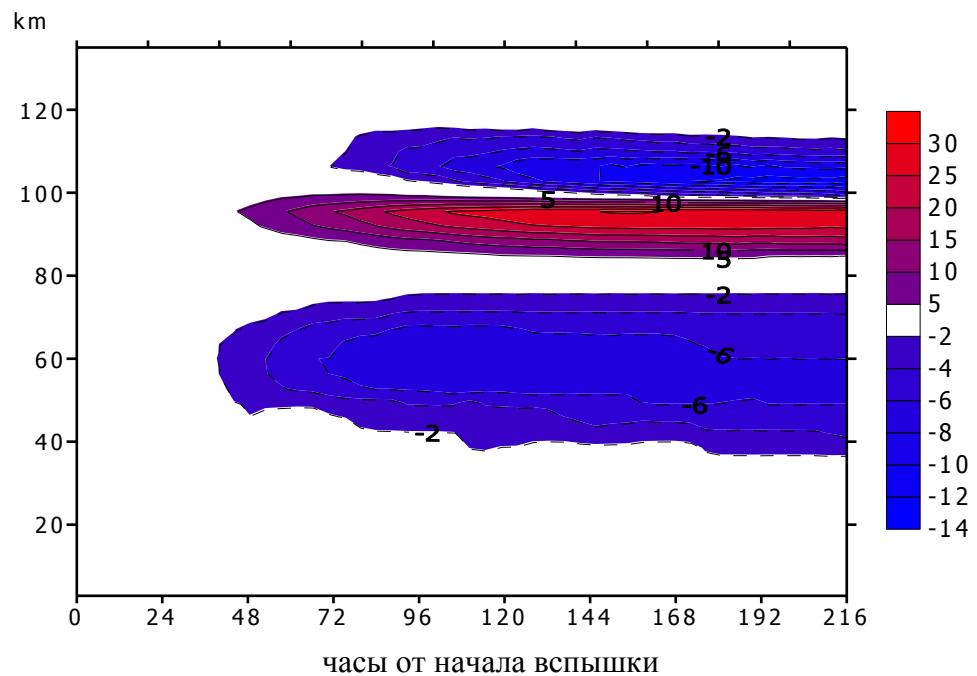


Рис. 4.6. Эволюция возмущений температуры после СПС 14.07.2000 г.  
в высоких широтах северного полушария.

На рис. 4.6 изображена эволюция возмущений температуры после СПС в высоких широтах северного полушария.

Теперь рассмотрим реакцию циркуляции на возмущение озона, вызванное СПС. Невозмущенная зональная циркуляция ниже 80 км характеризуется направленным на восток зональным ветром в летнем полушарии, направленным на запад ветром в зимнем полушарии и противоположными направлениями ветров выше 80 км. Понижение температуры ниже 80 км в результате уменьшения озона уменьшает меридиональный градиент температуры и следовательно должно уменьшить зональный ветер между 40 и 80 км. Нагрев после СПС между 80 и 100 км увеличивает меридиональный градиент температуры, т.е. это опять должно приводить к уменьшению скорости зонального ветра.

На рис. 4.7 показана меридиональная структура изменений абсолютных значений скорости зонального ветра для невозмущенных условий и после СПС и вертикальная структура зонального ветра до СПС и после (24 час. 18 июля 2000 г.) на 60° с.ш. Уменьшение скорости ветра составляет  $\sim 16$  м/с около 70 км. Этот максимум уменьшения локализован около 60-70° с.ш., но существует эффект и на более низких широтах. Уменьшение ветра между 80 и 100 км составило несколько метров в секунду.

На рис. 4.8 представлена эволюция изменений абсолютных значений скорости зонального ветра (м/с) после СПС 14.07.2000 г., рассчитанная с помощью модели (ARM).

На рис. 4.9 изображен вертикальный ход изменений скорости зонального ветра для высоких широт северного полушария.

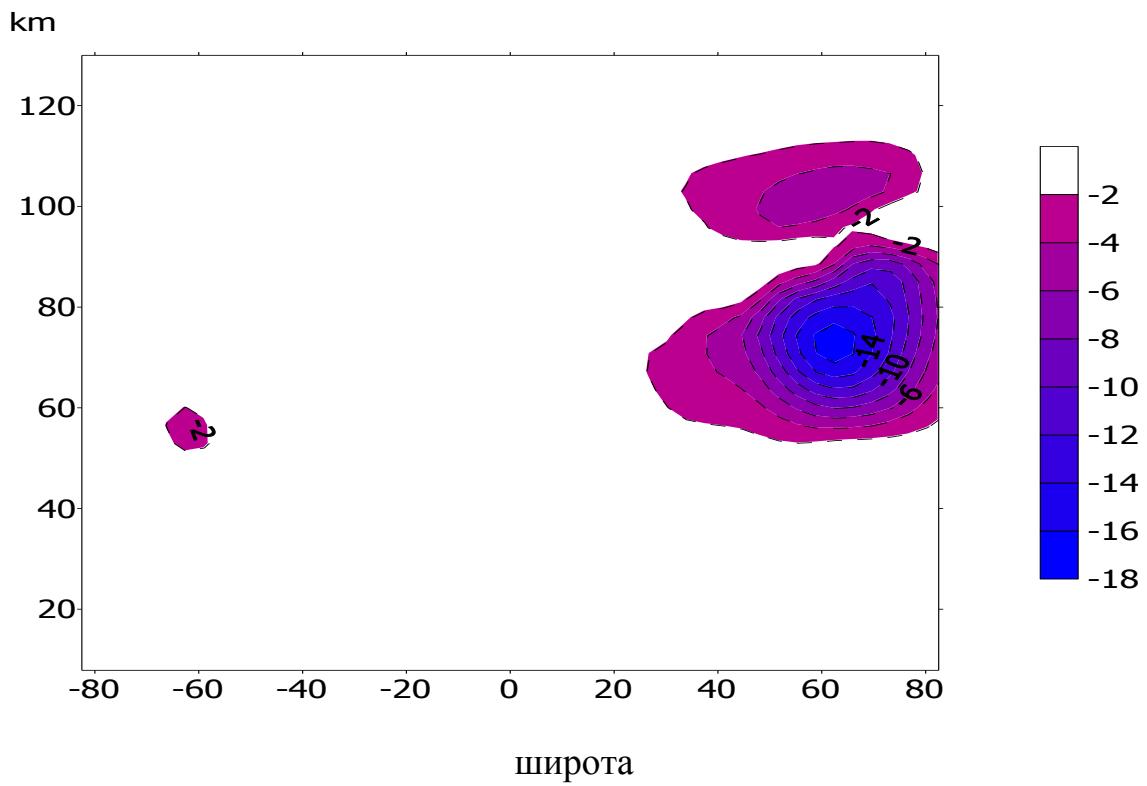


Рис. 4.7 Широтная структура изменений абсолютных значений скорости зонального ветра (м/с), вызванная изменениями в поле озона после СПС 14.07.2000 г. [Krivolutsky et al, 2006]

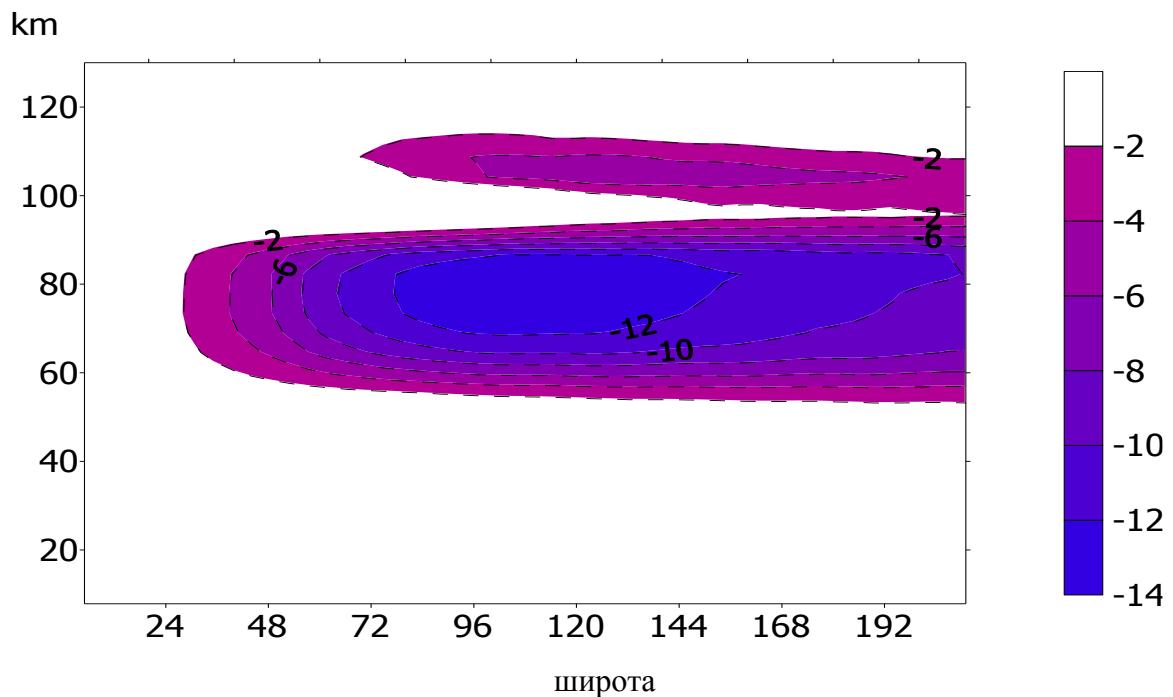


Рис. 4.8 Эволюция изменений абсолютных значений скорости зонального ветра (м/с) после СПС 14.07.2000 г. (по расчётом ARM)

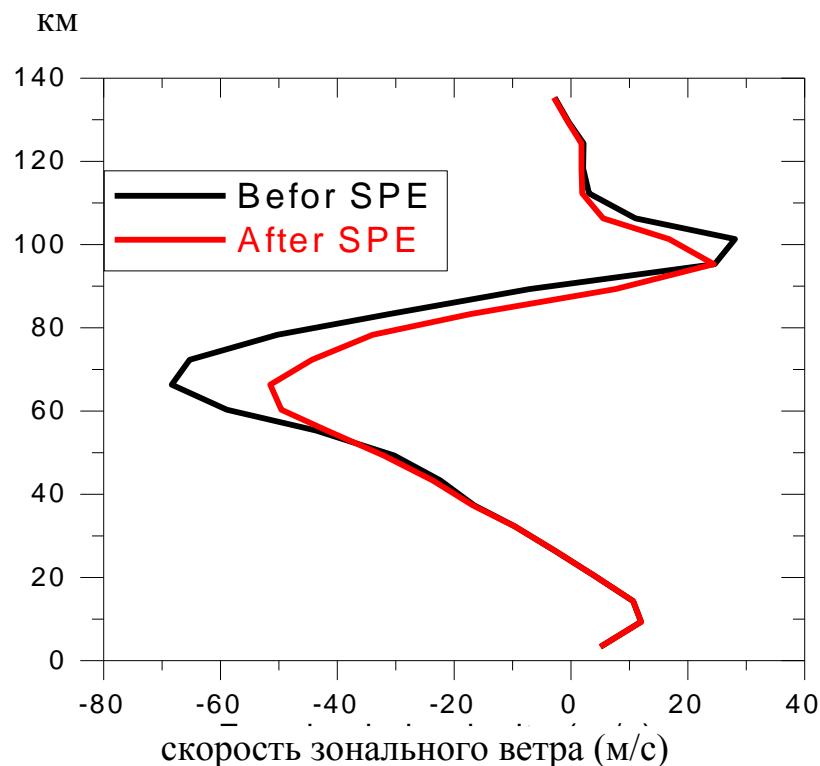


Рис. 4.9. Вертикальная структура профиля скорости зонального ветра в высоких широтах северного полушария до (чёрная кривая) и после (красная кривая) СПС 14.07.2000 г.  
[Krivolutsky et al., 2006]

Представляется естественным, что и атмосферные приливы должны отреагировать на изменения в распределении озона, термического режима и циркуляции в период СПС. Здесь мы говорим, прежде всего, о глобальных термических приливах, возбуждаемых суточными вариациями нагрева за счет поглощения солнечной радиации водяным паром и озоном. Рассматривались только мигрирующие (движущиеся с Солнцем) приливы, которые были показаны выше. Рисунки 4.10 и 4.11 демонстрируют изменения в широтной структуре амплитуды суточной и полусуточной компоненты в зональном ветре, индуцированные СПС. Интересно, что небольшие отрицательные изменения амплитуды полусуточного прилива имеют глобальную структуру, хотя воздействие СПС было локализовано в высоких широтах

северного полушария. Изменения полусуточной компоненты произошли и в южном полушарии с минимумом на экваторе. Однако имеется локальная область положительных изменений в северном полушарии на высотах около 80 км. Реакция на СПС суточной компоненты достаточно слаба и ограничивается высокими широтами северного полушария с практически нулевым проявлением в южном полушарии.

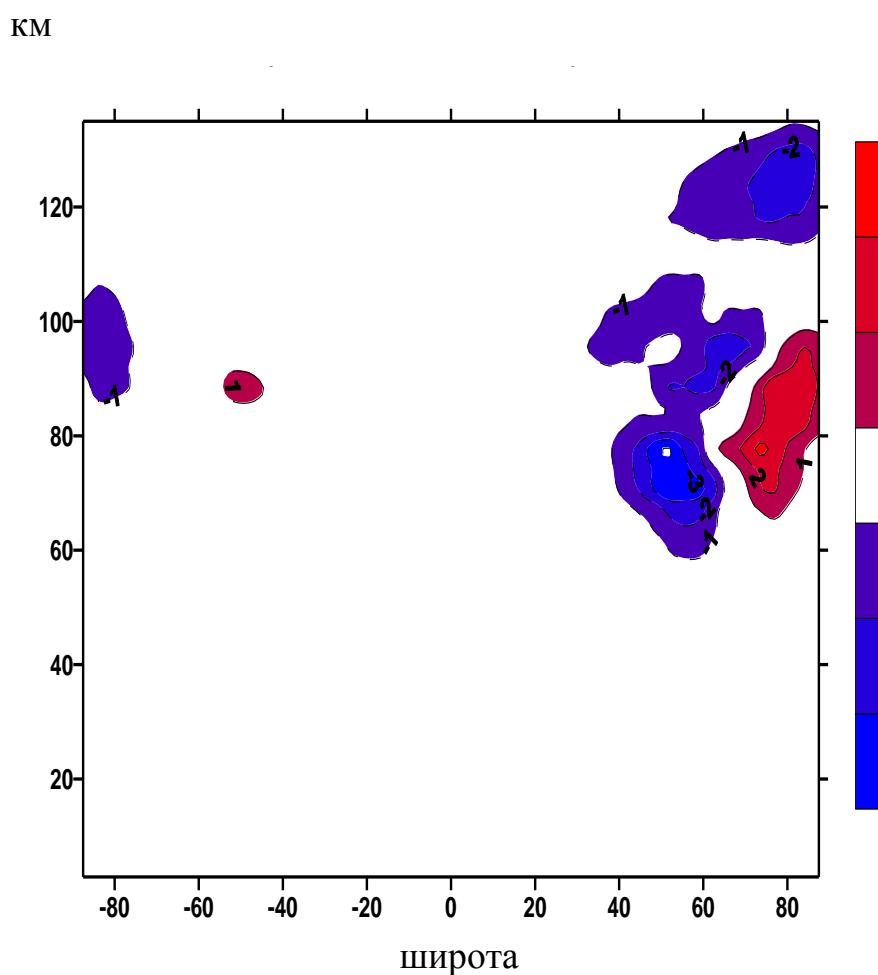


Рис. 4.10. Изменения амплитуды суточного прилива (м/с)  
в зональном ветре после СПС 14.07.2000 г. на 18 июля (24-00 UT)  
[Krivolutsky et al., 2006]

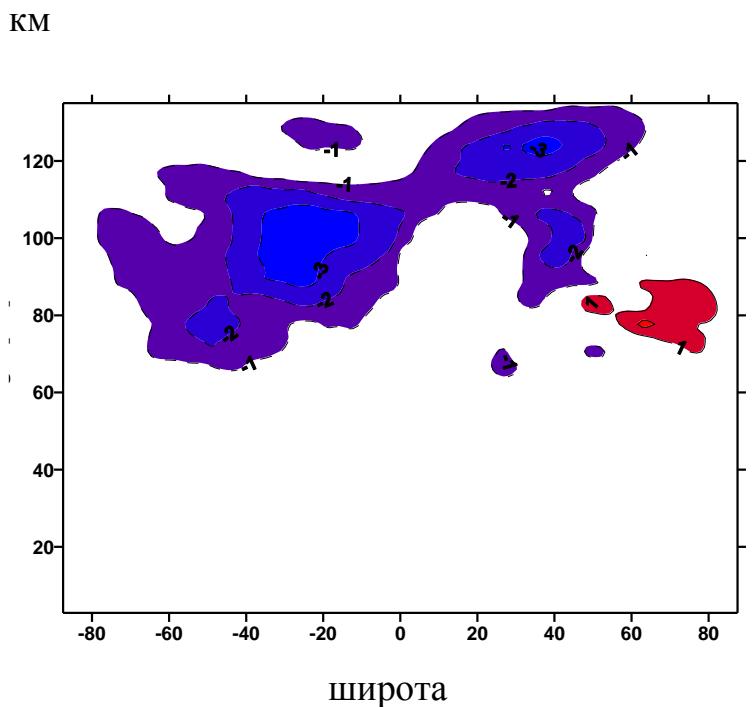


Рис. 4.11. Изменения амплитуды полусуточного прилива (м/с)  
в зональном ветре после СПС 14.07.2000 г. на 18 июля (24:00 UT)  
[Krivolutsky et al., 2006]

Для подтверждения полученной при моделировании слоистой структуры отклика температуры на СПС 14 июля 2000 г. был проведен анализ температурных данных измерений с борта спутника UARS. Для этого было вычислено среднесуточное различие между измерениями температуры после СПС и до СПС (13 июля 2000 г.). Для анализа были выбраны витки спутника, приходившиеся на максимально высокие широты северного полушария ( $68^{\circ}$  с.ш.).

На рис. 4.12 представлены результаты анализа данных о возмущенных значениях температуры в период СПС. Видно, что картина изменений температуры, полученная на основе анализа измерений, действительно содержит слоистую структуру, что свидетельствует о качественном согласии результатов моделирования с данными наблюдений.

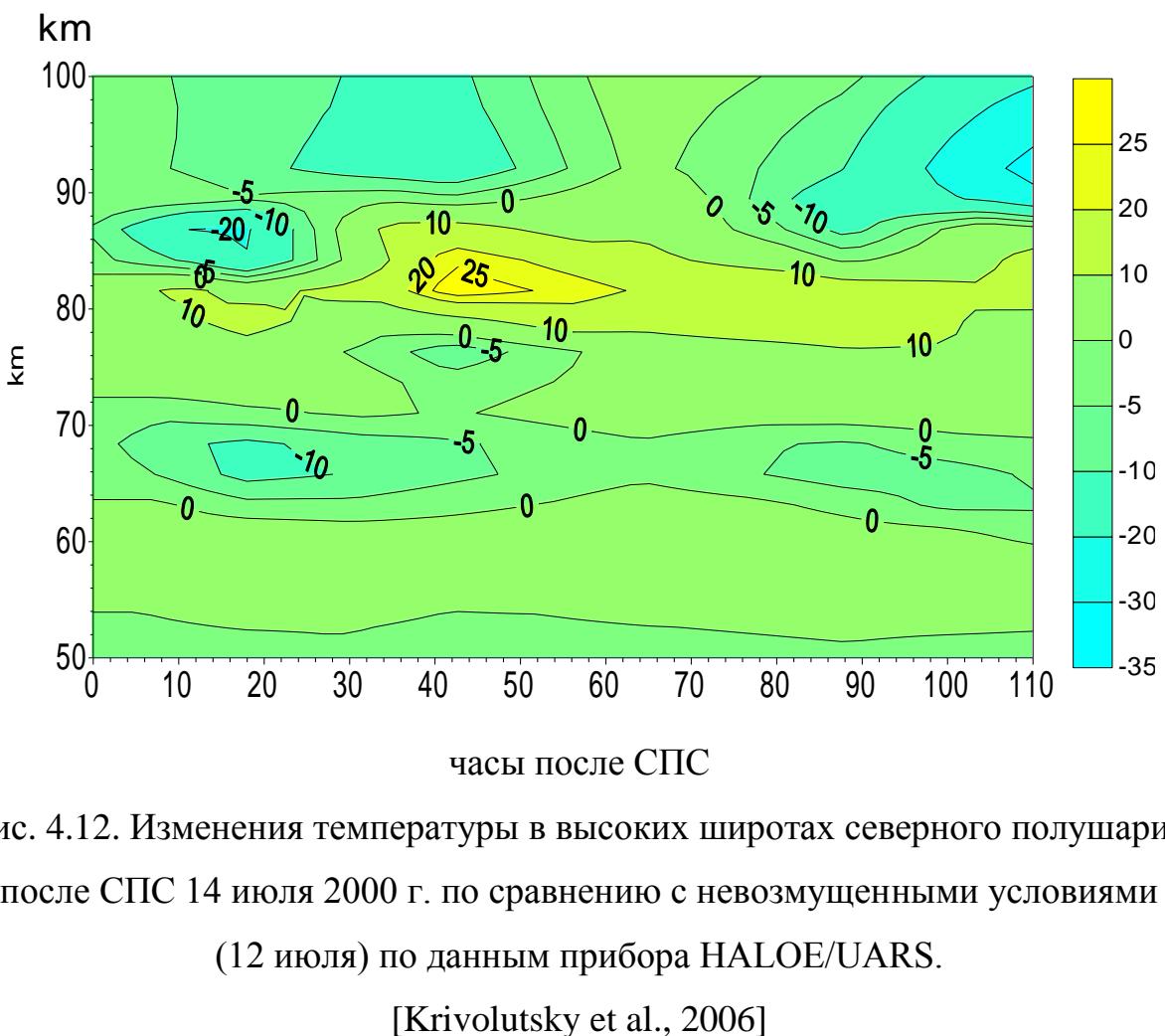


Рис. 4.12. Изменения температуры в высоких широтах северного полушария после СПС 14 июля 2000 г. по сравнению с невозмущенными условиями (12 июля) по данным прибора HALOE/UARS.

[Krivolutsky et al., 2006]

Представляется важным понять, каков механизм, приводящий к возмущениям температуры и ветра после СПС на высотах нижней термосферы, т.е. в той области, где отсутствуют возмущения озона.

Результаты моделирования и их специальный анализ, позволяют дать в качестве объяснения следующее. Разрушение озона в период СПС меняют (уменьшают) термический нагрев в высокоширотной области и, следовательно, горизонтальный градиент температуры, определяющий скорость зонального ветра. Для летних условий разрушение озона в летней (освещенной Солнцем области) высокоширотной области приводит к уменьшению температурного градиента между полярной областью и более низкими широтами, что приводит к ослаблению ветра в той области высот, где озон разрушен в период СПС (ниже 80 км).

Напомним, что механизм воздействия ВГВ на атмосферную циркуляцию, предложенный в работе [Lindzen, 1981] и использованный в модели **ARM**, основан на взаимодействии волны со средним движением на «критическом» уровне, т.е. там, где фазовая скорость волны ( $c$ ) совпадает со скоростью зонального потока ( $U$ ).

Поскольку экспоненциальное уменьшение плотности воздуха с высотой приводит к росту амплитуд **ВГВ**, на некоторой высоте обусловленное волной возмущение температуры, может создать вертикальный градиент больше адиабатического и волна станет неустойчивой, т.е. начнется ее разрушение. В разработанной параметризации этого нелинейного процесса в предположении, что выше уровня разрушения волна должна вызывать достаточно сильную турбулентную диффузию, которая предотвращает дальнейший рост амплитуды с высотой. Это предположение ведет к выражению для турбулентной диффузии и для волнового торможения, которые сильно зависят от разности  $U-c$ :

$$K_{myr\delta} = \frac{k(U - c)^4}{2HN^3} \quad (4.1)$$

$$\nabla F = -\frac{k(U - c)^3}{2HN} \quad (4.2)$$

где  $c$  – фазовая скорость волны,  $U$  – скорость зонального ветра,  $N$  – частота Брента-Вяйсала,  $H$  – высота однородной атмосферы.

Выражение (4.2) может привести как к положительному, так и отрицательному ускорению зонального ветра в зависимости от знака  $U-c$ . Следует заметить, что выражения (4.1, 4.2) дают возможность учесть сезонную изменчивость волнового сопротивления и диффузии, поскольку распространение гравитационных волн через атмосферу зависит от распределения зональных ветров. Таким образом, изменения в скорости зонального ветра должны привести к изменению волнового сопротивления (в нашем случае к уменьшению воздействия ВГВ). Термический режим и режим циркуляции мезосферы и нижней термосферы, как известно, не удается описать без привлечения воздействия ВГВ. В частности не удается описать

холодную летнюю мезопаузу. В данном случае увеличение температуры в нижней термосфере в период СПС следует интерпретировать как уменьшение воздействия ВГВ, вследствие ослабления зонального ветра в области критического уровня, что приводит к увеличению температуры в этой области. Таким образом, мы видим в действительности не нагрев, а ослабленное охлаждение. На рис. 4.13 приведено положение «критического» уровня ВГВ в отсутствии СПС и в период СПС, определенное по расчетам с помощью модели **ARM**.

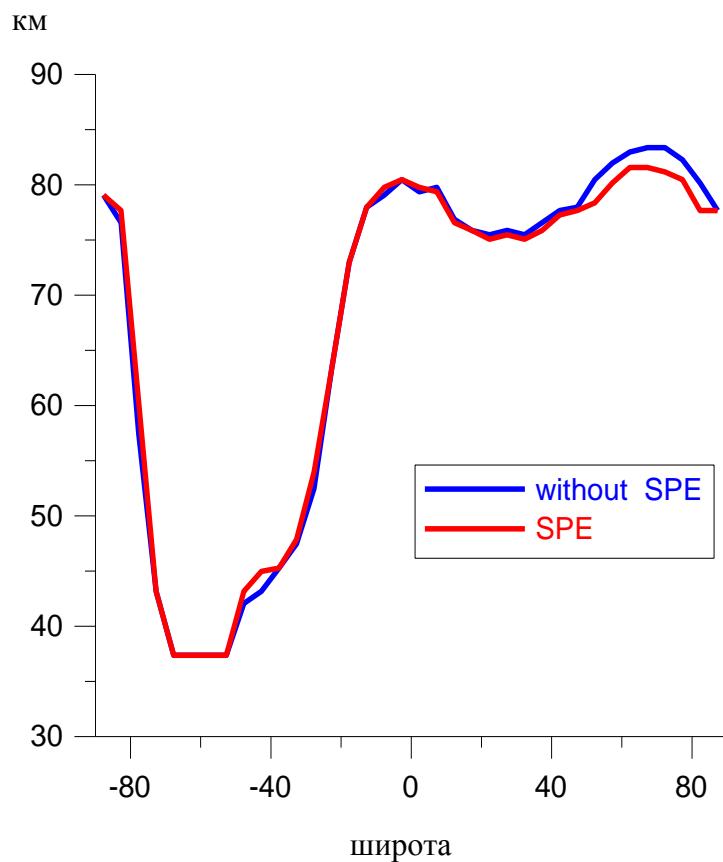


Рис. 4.13. Положение «критического» уровня ВГВ в отсутствии СПС (синяя кривая) и в период СПС, определенное по расчетам с помощью модели **ARM** [Криволуцкий и др., 2015].

КМ

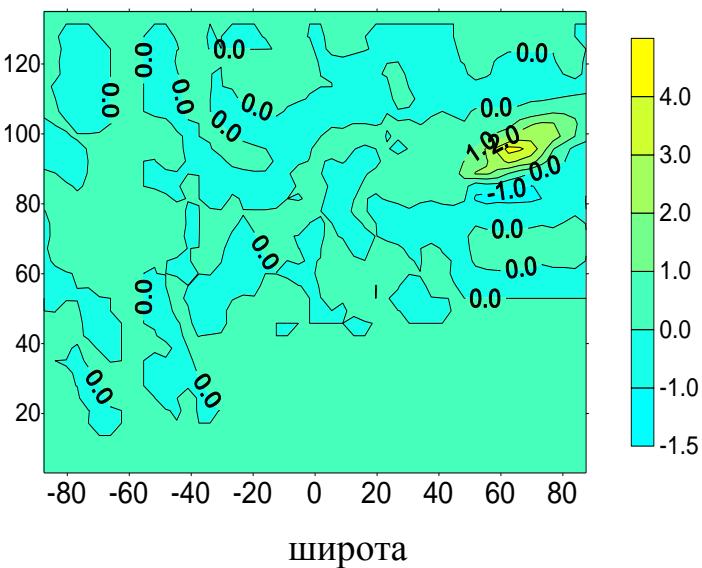


Рис. 4.14. Вклад ВГВ в скорость изменения температуры (К/сутки) в период СПС 14 июля 2000 г. (расчет по модели **ARM**)

КМ

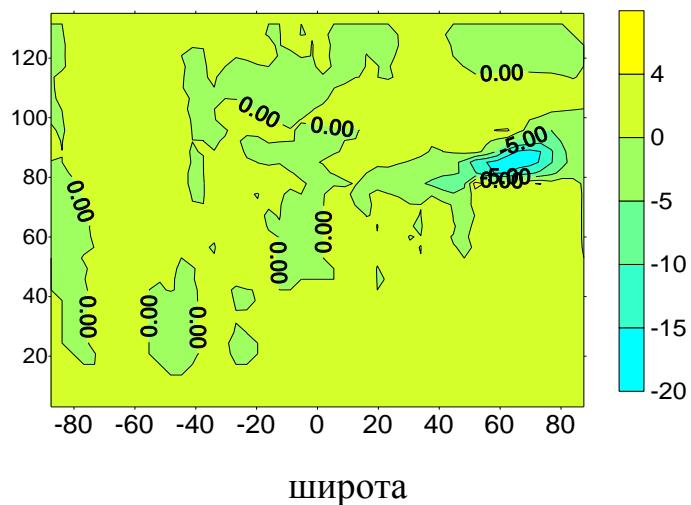


Рис. 4.15. Вклад ВГВ в скорость изменения зонального ветра ((м/с)/сутки) в период СПС 14 июля 2000 г. (расчет по модели **ARM**)  
[Криволуцкий и др., 20015]

На рисунке 4.13 видно, что в высоких широтах северного полушария в период СПС понижается высота «критического» уровня, вблизи которого происходит взаимодействия ВГВ со средним движением. Понижение «критического» уровня приводит к тому, что взаимодействие происходит при более высоких значениях плотности воздуха, что ослабляет действие волн. На рис. 4.14 и 4.15 приведены примеры, подтверждающие тот факт, что именно в нижней термосфере изменения в температуре и зональном ветре в период СПС обусловлены воздействием ВГВ. Оба рисунка содержат изменения относительно невозмущенного состояния и построены на основе использования соответствующих слагаемых (в ходе интегрирования модели) в уравнении энергии и движения, отвечающих за учет воздействия ВГВ.

На рис. 4.16 представлены вклады всех факторов в зависимости от высоты в период СПС, определяющих изменение температуры, входящие в уравнение энергии (среднее за сутки). На приведенном рисунке видно, что изменение температуры в нижней термосфере в период СПС определяется исключительно воздействием ВГВ. Вклады остальных факторов (адвекция, УФ нагрев, ИК выхолаживание и др.) практически компенсируют друг друга.

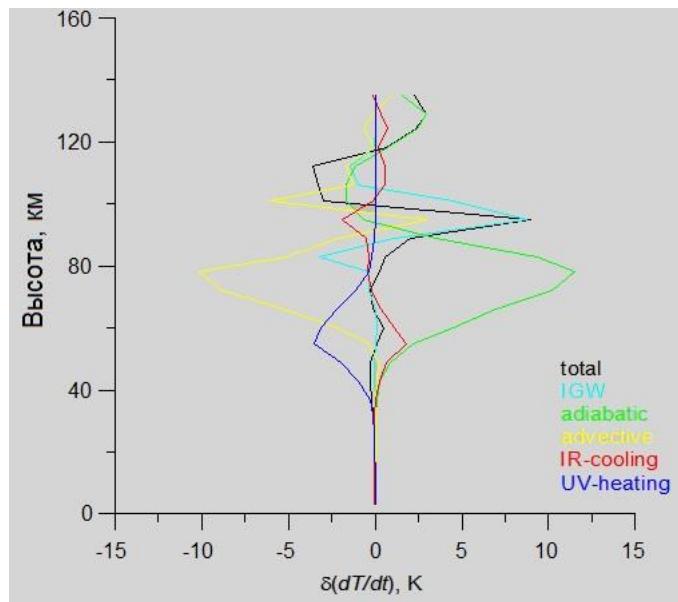


Рис. 4.16. Вертикальная структура вклада различных факторов (голубая – вклад ВГВ) в изменение температуры (К/сутки) в период СПС 14.07.2000 г. (по модели **ARM**)

Следует отметить еще раз, что протонное событие 14 июля 2000 г. было интересно тем, что разные полярные области находились в различных условиях, как освещенности солнечной радиацией, так и атмосферой динамики. Эти обстоятельства существенным образом отразились на результатах воздействия на химический состав и динамику полярной атмосферы в этот период.

#### 4.2.2 СПС 4 ноября 2001 года

Рассчитанное пространственно-временное распределение озона, обусловленное его разрушением во время вспышки, должно изменить температурный режим и циркуляцию, поскольку озон является радиационно-активным газом. Изменения озона были заложены в радиационный модуль модели общей циркуляции, что позволило впервые рассчитать трехмерный динамический отклик атмосферы Земли.

На рис. 4.17 представлен широтный ход изменений температуры после вспышки на 6 ноября. Видно, что, несмотря на то, что разрушение озона происходило в высоких широтах северного полушария, температурные изменения достигают гораздо более низких широт. Эти изменения отрицательны и составляют несколько градусов в области разрушения озона, что соответствует ожиданию, поскольку в освещенной Солнцем области уменьшение содержания озона приводит к уменьшению нагревания. Однако выше уровня разрушения озона обнаружилось достаточно сильное положительное температурное изменение, что очевидно, не связано с причинами радиационного характера. Объяснение этого эффекта было представлено в предыдущем параграфе.

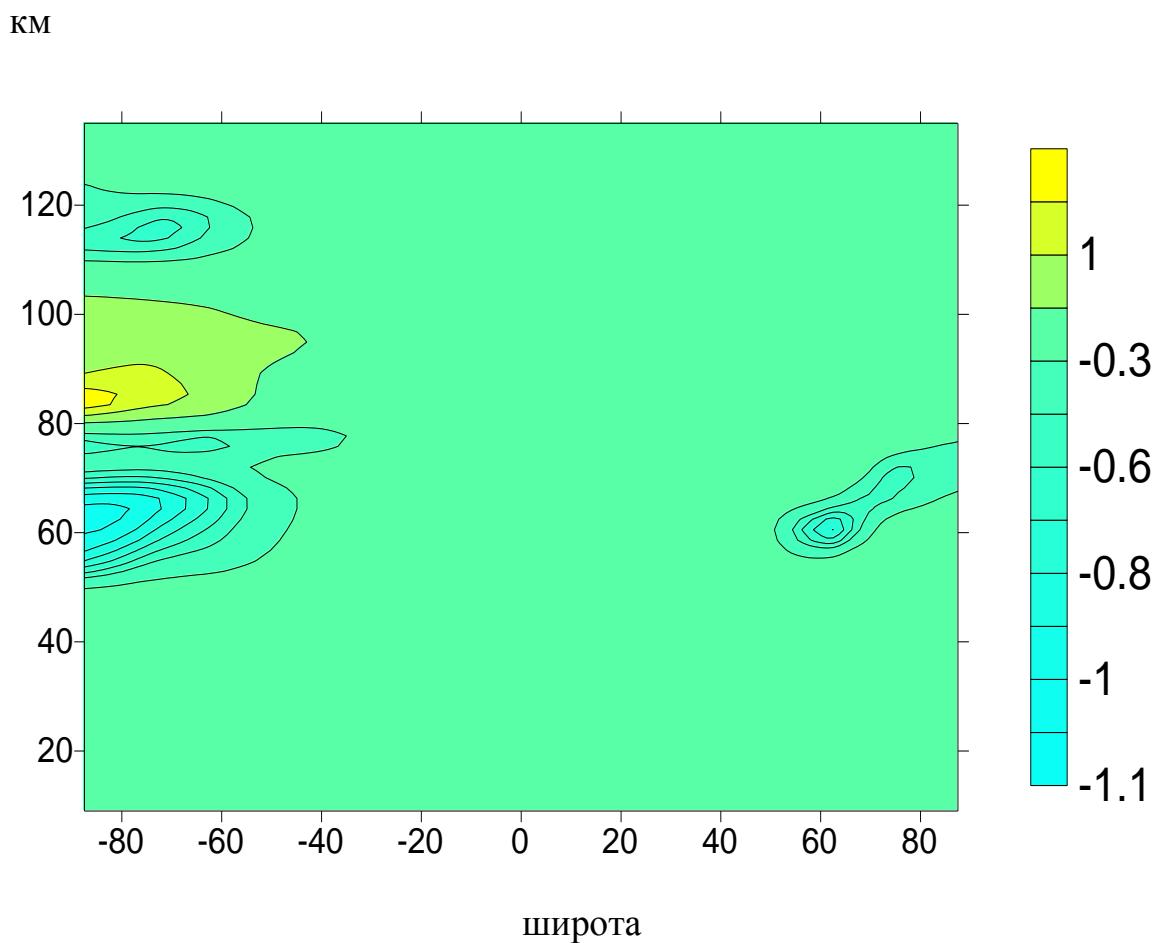


Рис. 4.17. Широтная структура изменений температуры  
после вспышки на Солнце 4 ноября 2001 года  
(расчет по модели **ARM**)

КМ

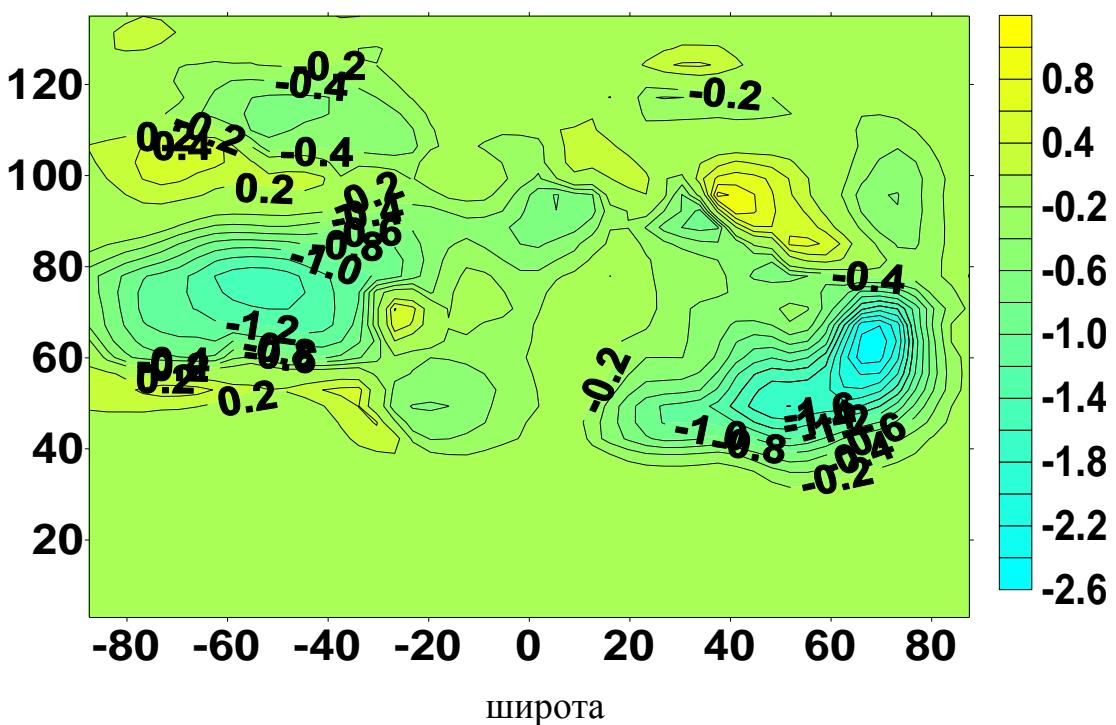


Рис. 4.18. Широтная структура изменений зонального ветра (м/с)  
после вспышки на Солнце 4 ноября 2001 года  
(расчет по модели **ARM**)

На рис. 4.18 изображена широтная структура изменений поля зонального ветра, обусловленных изменением нагревания. Эти изменения (в абсолютной величине зонального ветра) всюду отрицательны, что находится в соответствии с направлением изменений термического ветра в атмосфере. Опять видно также, что изменения зонального ветра присутствуют и выше уровня разрушения озона, проникая в нижнюю термосферу. Как было показано выше, что этот эффект обусловлен изменением в условии распространения внутренних гравитационных волн в модели вследствие изменения скорости ветра на более низких уровнях. В то же время мы видим, что эффект изменения зонального ветра, обусловленный разру-

шением озона в период СПС, в данном случае гораздо слабее в северном полушарии, и сильнее в южном полушарии, чем в случае СПС 14.07.2000 г., что обусловлено различием в освещенности солнечной радиацией.

Таким образом, представленные результаты показывают, что отклик как в пространственном распределении озона и других МГС, так и в температуре и динамике, на СПС зависит не только от мощности протонной вспышки, но и существенным образом от сезона. Эта зависимость определяется освещенностью области воздействия солнечной радиацией, а также режимом циркуляции в этот период.

Рассмотрим еще одно протонное событие и его последствия в распределении температуры и динамическом режиме – СПС 23.10.2003 г.

#### 4.2.3 Возмущенный период октября-ноября 2003 года

Как уже было сказано, ионизация атмосферы частицами высоких энергий приводит к дополнительному образованию азотных и водородных окислов. Таким образом, для моделирования такого типа воздействий и формирования дополнительных химических источников в соответствующем блоке модели необходимо предварительно рассчитать пространственно-временную структуру ионизации. Для расчетов ионизации в период геомагнитных возмущений октября-ноября 2003 года был использован трехмерный модуль AIMOS [Wissing and Kallenrode, 2009], состоящий из двух частей: пакет GEANT4 и усвоении наблюдений с двух спутников GOES (стационарная орбита) и POES (полярная орбита). По данным измерений потоков солнечных протонов и релятивистских высыпающихся электронов были рассчитаны скорости ионизации в атмосфере. В работе [Криволуцкий и др., 2011] были представлены результаты расчетов (с помощью модуля AIMOS) скоростей ионизации атмосферы солнечными протонами 28 для октября 2003 года. При этом была показана незональность в распределении скоростей ионизации, обусловлен-

ная смещением магнитного полюса относительно географического, а также проникновение областей повышенной ионизации до более низких широт вследствие расширения полярных шапок в период геомагнитного возмущения. Последнее обстоятельство является важным, поскольку во всей области повышенной ионизации происходит, как было сказано выше, дополнительное образование окислов азота и водорода, разрушающих озон.

Рассчитанные суммарные скорости ионизации (протоны и электроны) позволяют, как уже говорилось, вычислять дополнительные химические источники в соответствующих уравнениях фотохимической модели. Наличие таких дополнительных источников трансформирует практически все компоненты, в первую очередь водородные, азотные и озон. Как уже было сказано в Главе 3, период октября-ноября 2003 года, когда велись спутниковые наблюдения химического состава атмосферы прибором MIPAS, установленном на спутнике ENVISAT, лег в основу международного проекта **НЕРРА** – **H**igh **E**nergetic **P**article **P**recipitations in the **A**tmosphere. В рамках проекта было впервые проведено сравнение результатов модельных расчетов изменений химического состава полярной атмосферы в период геомагнитных возмущений октября-ноября 2003 года с данными наблюдений прибором MIPAS показало их достаточно хорошее соответствие [Funke et al., 2011]. В сравнении участвовало 10 моделей, включая модели ЦАО.

В Главе 3 были представлены результаты трехмерного фотохимического моделирования долговременного воздействия энергичных частиц на полярную озоносферу. Рассчитанные глобальные изменения озона, вызванные воздействием энергичных частиц, были заложены в модель общей циркуляции, что позволило получить соответствующий отклик температуры и ветра. В фотохимических расчетах были использованы расчеты скорости ионизации, обусловленные энергичными частицами на основе модуля AIMOS с шагом по времени 2 часа. Уравнения модели интегрировались на год, начиная с 26 октября календарного года. Были представлены результаты, представляющие разность сценария с «возмущением» и сценария без учета воздействия частиц (т.е рисунки показывают только эффект воздействия

энергичных частиц). Был обнаружен эффект долговременного воздействия частиц на полярную озоносферу, реализующийся через «семейство нечетного» азота, время жизни которого велико. Это важный результат, который был заложен в радиационный блок модели общей циркуляции. Ниже представлены рассчитанные по модели общей циркуляции соответствующие изменения температуры и скорости зонального ветра, обусловленные изменениями в содержании озона.

На рисунках 4.19 и 4.20 изображены изменения температуры для  $75^{\circ}$  с.ш. для всей области интегрирования по высоте и для нижней стратосферы и тропосферы соответственно. Из рисунков видно, что наибольший эффект (охлаждение) приходится на летний период (высокий уровень солнечной радиации), который находится в стратосфере (там, где разрушается озон, см. Главу 3). В то же время небольшие изменения температуры существуют и на тропосферных уровнях.

На рис. Рис. 4.21 представлена широтная структура эффекта воздействия для высоты 37 км (квазистационарный по времени уровень разрушения озона в летний период). Приведенный рисунок наглядно демонстрирует различие в отклике температуры между северной и южной полярными областями, обусловленным различием в циркуляции в период сильного воздействия энергичных частиц (октябрь–ноябрь 2003 года).

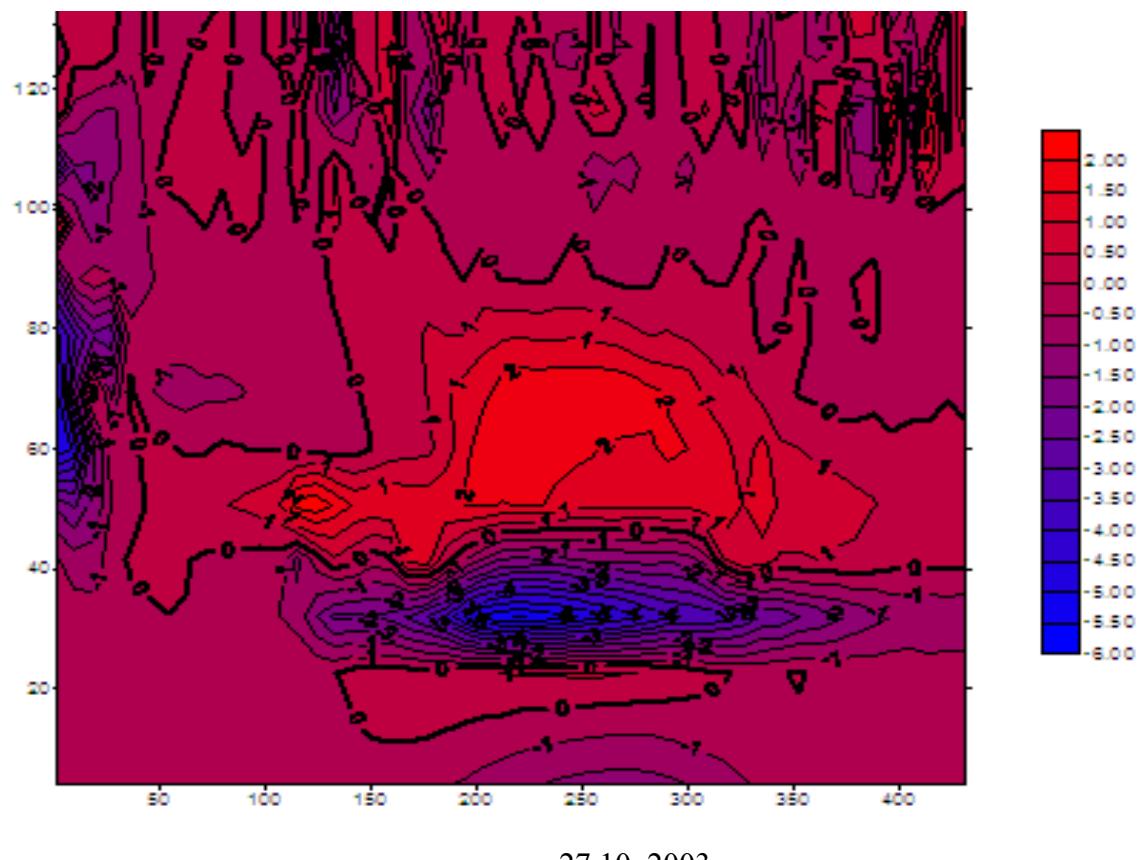
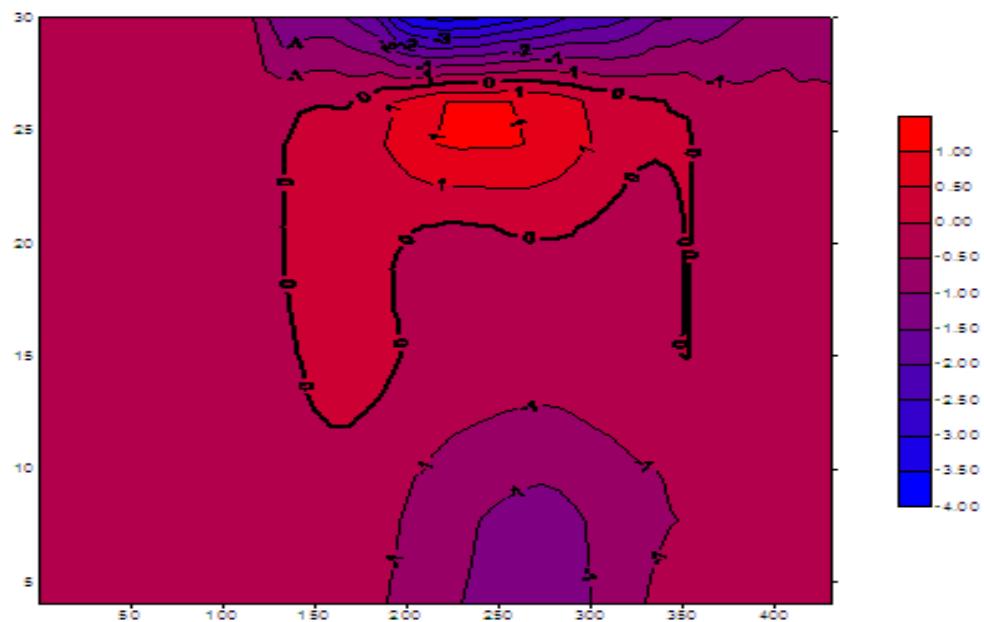


Рис. 4.19. Долговременные изменения температуры на  $75^{\circ}$  с.ш.,  
связанные с изменениями в содержании озона,  
обусловленными воздействием энергичных частиц  
(расчет по модели общей циркуляции) [Криволуцкий и др., 2012].

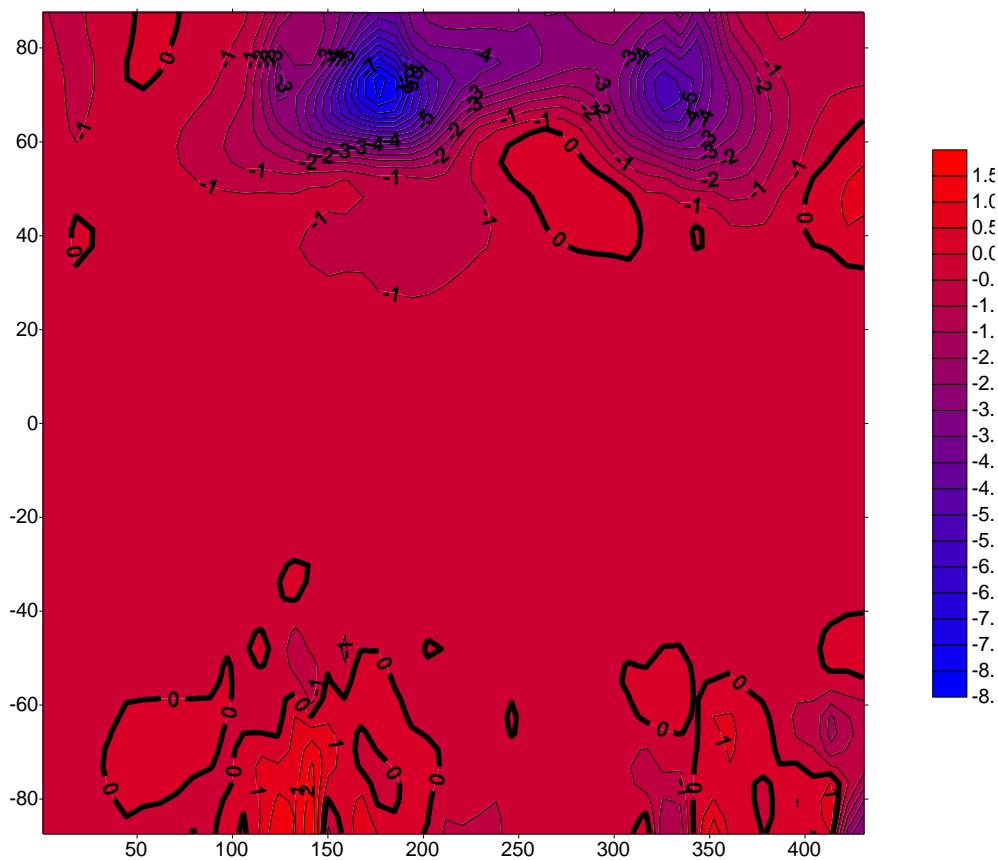
КМ



дни после 27.10. 2003 г.

Рис. 4.20. Изменения температуры (К) в тропосфере и нижней стратосфере на 75° с.ш., связанные с изменениями в содержании озона, обусловленными воздействием энергичных частиц (расчет по модели общей циркуляции) [Криволуцкий и др., 2015].

широта



дни после 27.10. 2003 г.

Рис. 4.21. Изменения температуры (К) на высоте 37 км, связанные с изменениями в содержании озона, обусловленными воздействием энергичных частиц (расчет по модели общей циркуляции) [Криволуцкий и др., 2015]

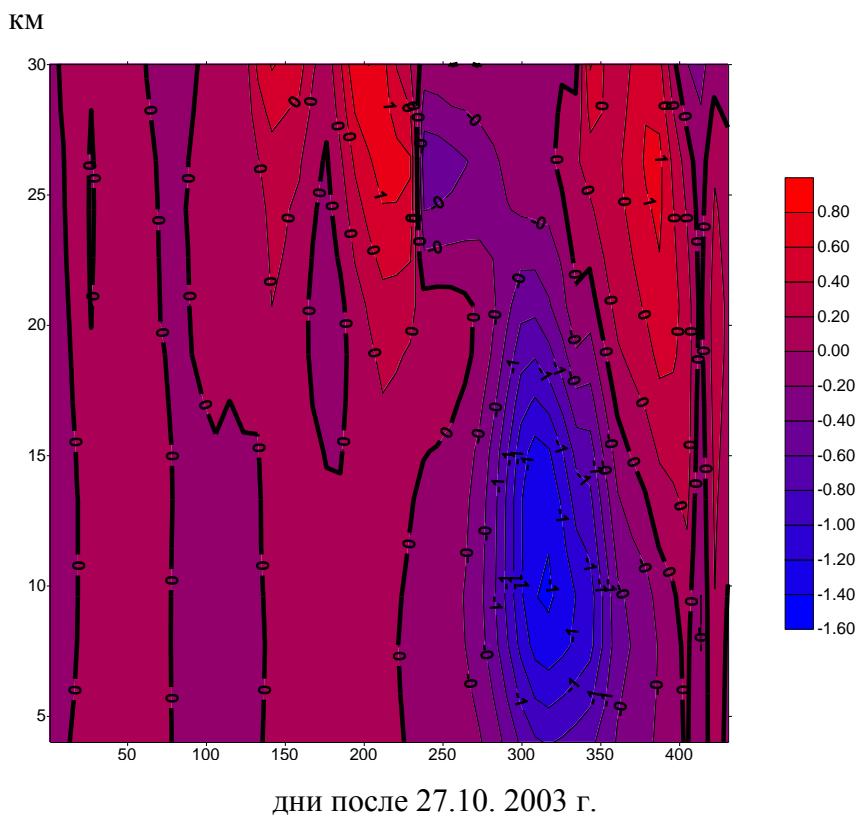


Рис. 4.22. Соответствующие изменения абсолютных значений скорости зонального ветра (м.с) на  $75^{\circ}$  с.ш. в тропосфере и нижней стратосфере (расчет по модели общей циркуляции)

На рис. 4.22 представлены соответствующие изменения абсолютных значений скорости зонального ветра для северной полярной области ( $75^{\circ}$  с.ш.) в нижней тропосфере и стратосфере. Из приведенного рисунка следует, что максимальные изменения (увеличение и уменьшение) скорости зонального ветра не превышают 2 м/с.

Таким образом, представленные результаты численного моделирования периода октября-ноября 2003 г., показывают возможность «последействия» протонного события на температурный режим и циркуляцию полярной атмосферы. В данном случае северной полярной области, поскольку именно здесь, в условиях зимнего циркумполярного вихря (и отсутствия солнечной радиации), создались условия для опускания азотных окислов на уровни стратосферы. Вследствие большого времени жизни NO<sub>2</sub> эффект «последействия» в модели проявляется даже в летний период,

когда высок уровень солнечной радиации, благодаря участию измененного NO<sub>y</sub> содержания озона. Следует отметить, что подобный эффект в виде резкого увеличения NO<sub>2</sub> и разрушения озона после окончания полярной ночи в 2004 году, был обнаружен при анализе спутниковых данных [Randall et al., 2005]. Правда, в этой работе для увеличения статистики анализировались данные, осредненные по широтному поясу 40°-70° с.ш., что, конечно, скрывало детали, которые ясно проявились при моделировании этого эффекта.

Сформулируем результаты, полученные в Главе 4, в которой были представлены модельные результаты, иллюстрирующие последствия воздействия трех наиболее сильных СПС 23-го цикла активности Солнца для температурного режима и циркуляции полярной атмосферы.

#### 4.3 Результаты Главы 4

##### **СПС 14 июля 2000 г.:**

- Вызванные разрушением озона в высоких широтах отрицательные изменения температуры в средних широтах составили несколько градусов.
- В расчетах были обнаружены сильные изменения температуры (около 20 градусов К) в нижней термосфере.
- Изменения абсолютных значений скорости зонального ветра во всем диапазоне высот были отрицательны (ослабление циркуляции), что привело к ослаблению воздействия гравитационных волн на циркуляцию и термический режим в высоких широтах северного полушария. Таким образом, обнаруженные положительные изменения температуры в нижней термосфере являются следствием ослабления охлаждения летней мезосферы и нижней термосферы, благодаря ослабленному воздействию внутренних гравитационных волн.

- Обнаружена сильная асимметрия отклика на СПС северной и южной полярных областей в температуре и ветре, обусловленная условиями полярного дня и ночи (южная полярная область).

- Найден отклик в амплитуде прилива в зональном ветре на СПС.

#### **СПС 4 ноября 2001 г.:**

- Обнаружена асимметрия отклика на СПС северной и южной полярных областей в температуре, обусловленная различием в радиационных условиях в период СПС (максимальные изменения находятся в южной полярной области и составляют порядка одного градуса).

- В южной полярной области обнаружена слоистая структура отклика температуры, включающая отрицательные изменения в области разрушения озона и положительные выше этой области. Природа такой слоистой структуры обусловлена изменениями адвекции и условий распространения ВГВ.

- Рассчитанные изменения скорости зонального ветра составляют порядка 1 м/с и в основном отрицательны.

#### **СПС 28 октября 2003 г.:**

- Показано, что эффект воздействия корпукул на полярную атмосферу также зависит от циркуляции в период воздействия СПС и различен в южной и северной полярной области.

- Найдены долговременные эффекты воздействия, обусловленные опусканием окислов азота, образованных в период СПС и имеющих большое время жизни. В условиях зимнего полярного вихря окислы азота успевают достичь уровней нижней стратосферы и вызвать дополнительное разрушение озона в этой области. Изменения в содержании озона, в свою очередь, приводят к изменениям ветра и температуры в летний период следующего (2004-го) года. Этот эффект не реализуется, если вспышка произошла летом вследствие отсутствия исходящих движений над полюсом.

#### 4.4 Основные результаты, полученные в работе

1. С помощью численного фотохимического моделирования получена трехмерная пространственно-временная структура отклика химического состава озоносферы на воздействие наиболее мощных протонных вспышек 23-го цикла активности Солнца. Показано, что эффект воздействия СПС распространяется на низкие широты и зависит от сезона.
2. С помощью численного фотохимического моделирования получена структура отклика озоносферы на воздействие СПС для условий полярной ночи. Показано, что при этом в полярной области образуются окислы азота и водорода (отсутствующие в невозмущенныхочных условиях), концентрации которых сопоставимы с концентрациями в дневных невозмущенных условиях.
3. С помощью численного моделирования исследована реакция термического режима и циркуляции средней атмосферы на воздействие СПС. Показано, что вызванные разрушением озона после СПС отрицательные изменения температуры (порядка 6 К) и возмущения в циркуляции распространяются до более низких широт и сохраняются в страто-мезосфере после окончания СПС. Обнаружены изменения температуры и ветра в нижней термосфере (где отсутствовали изменения озона), обусловленные нарушением условия распространения ВГВ из тропосферы вследствие изменений зонального ветра в период СПС.
4. По уровню ионизации полярной атмосферы, рассчитанной по данным о потоках СКЛ в периоды СПС и соответствующему уровню разрушения озона СПС в 23-ем цикле активности Солнца установлена иерархия геоэффективности солнечных протонных событий для этого цикла. Показано, что наиболее мощными СПС в 23-ем цикле активности Солнца были события: 14 июля 2000 г., 4 ноября 2001 г., 28 октября 2003 года. Эти события были выбраны для трехмерного моделирования.

5. При реализации численных сценариев обнаружена возможность долговременных последствий воздействия СПС 28.10.2003 г. на озон и температуру в стратосфере и тропосфере. Показано, что в условиях полярной ночи образованные в период СПС дополнительные окислы азота ( $\text{NO}_y$ ) могут опуститься до уровней стратосферы, разрушая озон и меняя температуру после восхода Солнца. Наибольший эффект последействия этого механизма реализуется летом следующего (после СПС) года.
6. Впервые с помощью фотохимического моделирования рассчитан отклик области D ионосферы. Показано, что изменения электронной концентрации и содержания основных ионов на воздействие сильных СПС (19 октября 1989 г. и 14 июля 2000 г.) могут составить более порядка величины. Результаты находятся в согласии с данными ракетного корабельного эксперимента, проведенного в высоких широтах южного полушария в октябре 1989 г.
7. На основе анализа данных спутниковых измерений изучена структура изменений в период СПС компонент химического состава и температуры средней атмосферы в полярных широтах северного полушария, и установлено их соответствие с результатами численного моделирования.
8. На основе совокупности модельных расчетов и результатов анализа спутниковых наблюдений, представленных в работе, следует сделать заключение о том, что разработанная в 70-х годах прошлого столетия теоретическая концепция о возможности генерации дополнительных атомов азота и окислов водорода солнечными космическими лучами [Porter et al., 1976; Heaps, 1978], нашла количественное подтверждение в данной работе.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенные в представленной работе результаты по исследованию реакции средней атмосферы Земли на воздействия частиц высоких энергий, попадающих в полярные районы в периоды протонных вспышек на Солнце, показывают насколько многообразны и сложны последствия, вызываемые таким воздействием для озоносферы, нижней ионосферы и термодинамического режима.

Следует подчеркнуть, что трехмерное моделирование в качестве мощного инструмента такого исследования, а также спутниковые данные о химическом составе атмосферы ниже 100 км, где ключевую роль играет озон, создали новые возможности для исследования и понимания процессов в этой области солнечно-земной физики. Автор надеется, что в определенной степени в данной работе удалось реализовать эти новые возможности.

Несомненно, данная работа, не могла бы быть представлена в законченном виде без многолетних усилий многих ученых, указавших на возможность воздействия энергичных частиц космического происхождения на атмосферную химию, а также без наблюдений со спутников, как потоков частиц, так и атмосферных параметров (в первую очередь озона и окислов азота). Эти наблюдения позволили не только верифицировать численные модели, но и зарегистрировать изменения в атмосфере, вызванные протонными вспышками на Солнце. Последнее позволило сделать заключение о реальности (и важности) одного из механизмов солнечно-атмосферных связей, а также провести сопоставление наблюдений с результатами моделирования для периодов СПС.

Важным результатом представляется обнаружение долговременных последствий воздействия мощных СПС для более низких слоев полярной атмосферы. Это эффект циркумполярного вихря и устойчивых нисходящих потоков внутри него, переносящих «наработанные» окислы азота на более низкие уровни в страто-

сферу, что приводит к неожиданному (без видимой для наблюдателя причины) разрушению озона в высоких широтах после окончания полярной ночи (и восхода Солнца).

Можно отметить также результаты фотохимического моделирования, обнаружившие сильный (более чем на порядок величины) отклик электронной концентрации и содержания ионов в области D полярной нижней ионосферы в периоды сильных СПС. Эти результаты до определенной степени согласуются результатами корабельного ракетного эксперимента в октябре 1989 года в высоких широтах южного полушария. К сожалению, прямых измерений электронной концентрации и содержания ионов обоих знаков в настоящее время нет. Возможно, следует попытаться создать отдельную модель области D для условий, возмущенных протонными вспышками с использованием фотохимического моделирования и накопленных наблюдений.

Таким, можно, на взгляд автора, сказать, что без учета воздействий частиц высоких энергий, попадающих в полярные области в периоды СПС, невозможно правильно описывать (и прогнозировать) состояние средней атмосферы в целом и озоносферы, в частности.

Возвращаясь к фундаментальным вопросам взаимодействия космической плазмы с веществом атмосферы Земли, нужно ставить новые задачи, в первую очередь описания взаимодействия с частицами, высыпающимися из радиационных поясов в периоды геомагнитных возмущений. Эти вопросы, конечно, связаны с прогнозом состояния земной магнитосферы. Работы в этой сложной области ведутся, но вопросы взаимодействия с атмосферой еще не решены.

Переходя к практическому использованию потенциала, который создан в лаборатории химии и динамики атмосферы ЦАО в виде глобальных численных моделей химического состава (включая область D ионосферы) и глобальной циркуляции, перспектива их использования, на взгляд автора, может быть связана с созданием отечественной системой мониторинга состояния (и прогноза) озоносферы и нижней ионосферы. Создание такой системы потребует непрерывного измерения,

как потоков УФ радиации в тех спектральных интервалах, в которых ее поглощает озон, так и измерения потоков энергичных частиц. Возможно, соответствующую аппаратуру можно будет установить на малых спутниках.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Александров Э.Л., Ю.А. Израэль, И.Л. Кароль, А.Х. Хргиан.* Озонный щит Земли и его изменения. СПб : Гидрометеоиздат, 1992. 288 с.
- Белов А.В., Курт В.Г.* Солнечные космические лучи // Модель космоса / ред. М.И. Панасюк. М. : КДУ, 2007. Т. 1. С. 294-313.
- Брасье Г., Соломон С.* Аэрономия средней атмосферы / пер. с англ. под ред. А.Д. Данилова. Л.: Гидрометеоиздат, 1987. 414 с.
- Веретененко С.В., Пудовкин М.И.* Эффекты Форбуш-понижений галактических космических лучей в вариациях общей облачности // Геомагнетизм и аэрономия. 1994. Т. 34, № 4. С. 38-44.
- Веретененко С.В., Пудовкин М.И.* Вариации общей облачности в ходе всплесков солнечных космических лучей // Геомагнетизм и аэрономия. 1996. Т. 36, № 1. С. 153-156.
- Виноградов П.С., Ларин И.К., Поройкова А.И., Тальрозе В.Л.* К вопросу о механизме воздействия космических лучей на озонасферу Земли. Современное состояние исследований озонасферы в СССР // Тр. Всесоюзного совещания по озону. М. : Гидрометеоиздат. 1980. С. 123-130.
- Галин В.Я., Смышляев С.П., Володин Е.М.* Совместная химико-климатическая модель атмосферы // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 43, № 4. С. 437-452.
- Деминов И.Г., Задорожный А.М., Перов С.П.* Озонный механизм влияния солнечной активности на термический режим средней атмосферы // Тр. IV Междунар. симп. по космической метеорологии. Л. : Гидрометеоиздат. 1989. С. 212-222.
- Деминов М.Г.* Ионосфера Земли: Законы и механизмы. М.: ИЗМИРАН. 2008.
- 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. 1992. Вып. 179. С. 19-27.

*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. 1992. Т.32. N2. С.32-40.

*Задорожный А.М., Магарычев С.В.* Численная трехмерная модель озоносферы // Деп. ВИНИТИ 13.03.85. 1985. N 4437. 85 с.

*Кошелев, В.В., Климов Н.Н., Сутырин Н.А.* Аэрономия мезосферы и нижней термосферы. М. : Наука. 1983. 183 с.

*Криволуцкий А.А., Вьюшкова Т.Ю., Ключникова А.В.* Трехмерная транспортная фотохимическая модель средней атмосферы: технический отчет по теме 1.3.12.15 плана НИОКР Росидромета. 2004. 30 с.

*Криволуцкий 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. 2004. Т.42, N6. С.653-662.

*Криволуцкий А.А., Куминов А.А., Репnev A.I.* Влияние космических лучей на озоносферу Земли (обзор) // Геомагнетизм и аэрономия. 1999. Т. 39, N3. С. 243-252.

*Криволуцкий 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. 2001. Т. 41, N2. С. 243-252.

*Криволуцкий 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. 2008. Т.48, N4. С.450-464.

*Криволуцкий А.А., А.И. Репнев* Воздействие космических факторов на озоносферу Земли. М. : ГЕОС, 2009. 384 с.

*Криволуцкий А.А., А.И. Репнев.* Воздействие космических энергичных частиц на атмосферу Земли (Обзор) // Геомагнетизм и аэрономия. 2012. Т. 52, N6. С. 723-754.

- Криволуцкий А.А., Т.Ю. Вьюшкова, Л.А. Черепанова, А.А. Куколева, А.И. Репнев, М.В. Банин.* Трехмерная глобальная фотохимическая модель CHARM. Учет вклада солнечной активности // Геомагнетизм и аэрономия. 2015. Т. 55, N1. С. 64-93.
- Криволуцкий А.А., Черепанова Л.А., Дементьев А.В., Репнев А.И., Ключникова А.В.* Глобальная циркуляция на высотах 0-135 км, рассчитанная с помощью модели ARM. Учет вклада солнечной активности // Геомагнетизм и аэрономия. 2015. Т. 55, N6. С. 808-828.
- Курт В.Г.* Солнечные вспышки // Модель космоса / ред. М.И. Панасюк. М. : КДУ, 2007. Т. 1. С. 272-293.
- Ларин, И.К.* Химическая физика озона в озонового слоя. М.: ГЕОС, 2013. 159 с.
- Ларин И.К., Тальрозе В.Л.* Условия и возможный масштаб влияния заряженных частиц на гибель озона в стратосфере // ДАН СССР. 1977. Т. 233(3). С. 410-413.
- 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. 2005. Т. 45, N2. С. 234-240.
- Мустель, Э.Р.* Солнечные корпускулярные потоки и их воздействие на атмосферу Земли // Научные информации Астрономии АН СССР. 1968. Вып. 10. С. 98-175.
- 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. 2009. Т.45, N6. С.789-802.
- Переяслова Н.К., Назарова М.Н.* Основные характеристики солнечных протонных событий в 23 цикле солнечной активности // Изв. АН. Сер. физ. 2003. Т.67, N4, С. 470-472.
- Переяслова Н.К., Назарова М.Н., Петренко И.Е.* Характеристики протонной активности Солнца в 19-23 циклах // Геомагнетизм и аэрономия. 2005. Т.45, N3. С.329-335.

*Пудовкин М.И., Распопов О.М.* Механизм воздействия солнечной активности на состояние нижней атмосферы и метеопараметры (обзор) // Геомагнетизм и аэрономия. 1992. Т.32, N5. С. 1-21.

*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. 2009. Т.49, N2. С. 147-155.

*Репнев А.И., Криволуцкий А.А.* Вариации химического состава атмосферы по изменениям со спутников и их связь с потоками энергичных частиц космического происхождения (обзор) // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2010. Т.46, N5. С. 579-607.

*Репнев А.И., К.Е. Сперанский.* Геомагнетизм и высокие слои атмосферы [Текст] / под ред. К. Е. Сперанского. М. : ВИНИТИ, 1972. (Итоги науки и техники).

Т.10 : Состав озоносферы: теоретическое моделирование и экспериментальные исследования / ред. А.И. Репнев, К.Е. Сперанский. 1990. 160 с.

*Сазонов Б.И., Логинов В.Ф.* Солнечно-тропосферные связи. Л. : Гидрометеоиздат, 1969. 116 с.

*Шумилов О.И., Касаткина Е.А., Распопов О.М., Хенриксен К.* Высокоширотные озонные «минидыры» и солнечные протоны // Геомагнетизм и аэрономия. 1996. Т. 36, N6. С.15-21.

*Шумилов О.И., Касаткина Е.А. Распопов О.М., Хенриксен К.* Воздействие Форбуш-понижений галактических космических лучей на озональный слой // Геомагнетизм и аэрономия. 1997. Т. 37, N1. С. 24-31.

*Шумилов О.И., Распопов О.М., Касаткина Е.А. и др.* Уменьшения общего содержания озона внутри полярной шапки после протонных вспышек на Солнце // АН СССР. 1991. Т. 318, N3. С. 576-579.

*Aikin A.C.* Ionization sources of the ionospheric D and E regions // Aeronomy Report. / Univ. Illinois, Urbana. 1972. N 48. 96 p.

*Aikin A.C.* Spring polar ozone behavior // Planet. Space Sci. 1992. V. 40, N1. P. 7-26.

- Balkanski, Y. J., D. J. Jakob, G. M. Gardner, W. C. Graustein, and K.K. Turkeian.* Transport and residence times of tropospheric aerosols inferred from a global three-dimensional simulation of  $^{210}\text{Pb}$  // *J. Geophys. Res.* 1993. V. 98. P. 20,573-20,586.
- Bauer E.* A catalogue of perturbing influences on stratospheric ozone, 1955-1975 // *J. Geophys. Res.* 1979. V.84 NC11. P. 6929-6940.
- Brasseur G., Solomon S.* Aeronomy of the Middle atmosphere. 3-rd ed. Dordrecht, the Netherlands: Springer, 2005. 644 p.
- Brasseur G., De Baets P.* Ions in the mesosphere and lower thermosphere: a two-dimensional model // *J. Geophys. Res.* 1986. 91, ND3. P. 4025-4046.
- 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.* 1991. V. 96, ND2. P. 2939-2976.
- 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.* 1991. V.96, ND2. P. 2931-2937.
- 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.* 1996. V. 23, N15. P. 1901-1904.
- Chou M.-D., Suarez M.J.* An efficient thermal infrared radiation parametrization for use in General Circulation Models // NASA Technical Memorandum 104606. Greenbelt, Maryland : GSFC, 1994. V.3. 85 p.
- 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.* 1998. V103, ND21. P. 28405-28419.
- 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.* 2001. V. 106. P. 7523-7539.

- Callis L.B., Natarajan M., Lambeth J.D.* Observed and calculated mesospheric NO, 1992-1997 // *J. Geophys. Res. Lett.* 2002. V. 29, N2. P. 17-1÷17-4.
- CIRA 1972: COSPAR. International Reference Atmosphere.* Berlin : Acad. Verlag, 1972. 450 p.
- Crutzen, P., Izaksen, I., and Reid, G.* Solar proton events: Stratospheric source of nitric oxide // *Science.* 1975. V. 189. P. 457-459.
- Culhane J.L., Sanford P.W., Shaw M.L. et al* // *Mon. Not. Roy. Astron. Soc.* 1969. V. 145. 435 p.
- Fomichev V.I., Blanchet J.-P., Turner D.S.* Matrix parametrization of the 15 μm CO<sub>2</sub> band cooling in the middle and upper atmosphere for variable CO<sub>2</sub> concentration // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103, ND10. P. 11505-11528.
- Francey R.J.* Electron production in the ionospheric D-region by cosmic X-rays // *J. Geophys. Res.* 1970. V. 75. P. 4849-4862.
- Frederick J.E.* Solar corpuscular emission and neutral chemistry in the Earth's middle atmosphere // *J. Geophys. Res.* 1976. V. 81, N19. P.3179-3186.
- Funke B., A. Baumgaertner, M. Calisto, T. Egorova, C. H. Jackman, J. Kieser, A. Krivolutsky, M. Lopez-Puertas, D. R. Marsh, T. Redmann, E. Rozanov, S.-M. Salmi, M. Sinnhuber, G. P. Stiller, P. T. Verronen, S. Versick, T. von Clarmann, T. Y. Vyushkova, N. Wieters, and J. M. Wissing.* Composition changes after the “Halloween” solar proton event: the High Energy Particle Precipitation in the Atmosphere (HEPPA) model versus MIPAS data intercomparison study // *Atmos. Chem. Phys.* 2010. V. 11. P. 9089-9139.  
doi:10.5194/acp-11-9089-2011
- Gray, L.J. et al.* Solar influence on climate // *Rev. Geophys.* 2010. V. 48, RG4001.
- Heaps M.G.* Parameterization of the cosmic ray ion-pair production rate above 18 km // *Planet. Space Sci.* 1978. V. 26. P. 513-517.
- Heath D.F., Krueger A.J., Crutzen P.J.* Solar proton event: influence on stratospheric ozone // *Science.* 1977. V. 197. P.866-869.
- Hall L.A., Hinteregger H.E.* Solar radiation in the extreme ultraviolet and its variation with solar rotation // *J. Geophys. Res.* 1970. V. 75, N34. P. 6559-6565.

*Haslet J.C., Megill L.R., Schiff H.J.* Rocket measurements of O<sub>2</sub>(<sup>1</sup>Δ<sub>g</sub>) // Canad. J. Phys. 1969. V. 47, N21. P. 2351-2354.

*Laštovička J.* On some sources of uncertainty in the Lyman -α ionization rate calculation // Stud. geoph. et geod. 1976. V. 20. P. 273-283.

*Jackman C.H., Cerniglia M.C., Nielsen I.E., Allen D.J., Zawodny J.M., Mc Peters R.D. Douglass A.R., Rosenfield 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. 1995. V.100, ND6. P.11641-11660.

*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. 2005. V. 110, A09S2. doi:10.1029/2004JA010888.

*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. 2005. V. 35. P. 445-450.

*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. 1990. V.95, ND6. P.7417-7426.

*Jackman C.H., Fleming E.L., Vitt F.M.* Influence of extremely large solar proton events in changing stratosphere // J.Geophys. Res. 2000. V. 105(D9). P.11659-11670.

*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. 1999. V.24(5). P.625-630.

*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. 1980. V. 85(C12). P.7495-7505.

*Jackman C.H., Marsh D.R., Vitt F.M., Garsia R.R., Fleming E.L., LabowG.J., Randall C.E., López-Puertas M., and Funke B.* Short- and medium term atmospheric effects of

very large solar proton events. *Atmos // Chem. Phys. Discuss.* 2007. V.7. P.10543-10588.

*Jackman, C., and R. D. McPeters.* The response of ozone to solar proton events during solar cycle 21: A theoretical investigation // *J. Geophys. Res.* 1985. V. 90. P. 7955-7966.

*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.* 2001. V. 28, N15. P. 2883-2886.

*Jackman C.H., Nielsen J.E., Allen D.J., Cerneglia 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.* 1993. V. 20. P. 459-462.

*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. In “The solar cycle variation of the stratosphere” A STEP Working group 5 report. / Ed. Hood L.L.; Univ. of Arisona. Tucson : 1995.

*Jacobs, H. J., M. Bischof, A. Ebel, and P. Speth,* Simulation of gravity wave effects under solstice conditions using a 3-D circulation model of the middle atmosphere // *J. Atmos. Terr. Phys.* 1986. V. 48. P. 1203-1223.

*Johnston H.S.* Reduction of stratospheric ozone by nitrogen oxide catalysts from supersonic transport exhaust // *Science.* 1971. V. 173. P. 517-522.

*Johnston H.S., Serang O., Podolske J.* Instantaneous global nitrous oxide photochemical rates // *J. Geophys. Res.* 1979. V. 84. P.5077-5082.

*Kockarts G.* Nitric oxide cooling in the terrestrial thermosphere // *Geophys. Res. Lett.* 1980. V. 7. P. 137-140.

*Kotamarthi V.R., J.M.Rodriguez, M.K.Ko, T.K.Tromp, N.D. Sze.* Trifluoroacetic acid from degradation of HCFCs and HFCs: A three-dimensional modeling study // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103. P. 5747-5758.

- Krivotulsky A.A.* Cosmic ray influence on chemical composition of the atmosphere of the Earth // Adv. Space Res. 2001. V. 27, N12. P.1993-2002.
- Krivotulsky 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. 2005. V. 67. P. 105-117.
- Krivotulsky 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. 2006. V.37. P.1602-1613.
- Krivotulsky A., Kuminov A., Vyushkova T., Pereyaslova N., Nazarova M.* Proton activity of the Sun during 23<sup>rd</sup> solar maximum and its response in ozonosphere of the Earth // Adv. Space Res. 2003. V. 31, N9. P. 2151-2156.
- Krivotulsky A.A.*, History of cosmic ray influence on ozone layer of the Earth key steps // Adv. Space Res. 2003. V.31. P. 2127-2138.
- Krivotulsky 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. 2001. V.27, N12. P. 1975-1981.
- Krivotulsky A., A. Klyuchnikova, A. Ebel.* Middle atmosphere response to solar proton event: 3D model simulations. *Presented at International Conference on Earth System Modeling*, Max Planck Institute for Meteorology, Hamburg, Germany, September 15-19, 2003.
- Kukoleva A.A., Krivotulsky A.A., Ondrášková A.* Changes in chemical composition of the atmosphere at high latitudes of the Earth after solar proton event of 14 July 2000: photochemical simulations // Cosmic Research. 2010. V. 48, N1. P. 1-14.
- Lindzen R.S.* Turbulence and stress owing to gravity wave and tidal breakdown // J.of Geoph. Research. 1981. V. 86(C10). P. 9707-9714. DOI: 10.1029/JC086iC10p09707.
- López-Puertas M., Funke B., Gil-López S., et al.* HNO<sub>3</sub>, N<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, and ClONO<sub>2</sub> enhancements after the October- November 2003 solar proton events // J. Geophys. Res. 2005. V.110. A09S44. doi: 10.1029/2005 JA011051.

*López-Puertas M., Funke B., Clarmann T., Fisher H., Stiller G.P.* The stratospheric and mesospheric NO<sub>y</sub> in the 2002-2004 polar winters as measured by MIPAS/ENVISAT // Space Sci. Rev. 2005. V.125. N1/4. P.1-14.

*Mc Peters R.D., Jackman C.H.* The response of ozone to solar proton events during solar cycle 21: The observations // J. Geophys. Res. 1985. V.90(D5). P.7945-7954.

*Mc Peters R.D., Jackman C.H., Stassinopoulos E.G.* Observations of ozone depletion associated with solar proton events // J. Geophys. Res. 1981. V. 86(C12). P. 12071-12081.

*Mironova I., Usoskin I., Kovaltsov G., Randall C.* Effect of an extreme solar energetic particle event of January 20, 2005 on polar stratospheric aerosols [Электронный ре-сурс] URL: <https://www.cospar-assembly.org/abstractcd/COSPAR-10> (дата обраще-ния: 22.01.2015).

Models and Measurements Intercomparison II, NASA/TM-1999-209554. 1999.

*Mount G.H., Rottman G.J., Timothy J.G.* The solar spectral irradiance 1200-2550Å at solar maximum // J. Geophys. Res. 1980. V. 85(A8). P. 4271-4274.

*Nicolet M.* On the production of nitric oxide by cosmic rays in the mesosphere and stratosphere // Planet. Space Sci. 1975. V. 23. P. 637-649.

*Ondrášková A.* A numerical model of ion concentration profiles in the lower ionosphere // Studia geoph. et geod. 1993. V. 37. P. 189-208.

*Ondrášková A., Krivolotsky A.*, Solar cosmic rays and changes in the polar middle atmosphere and ionosphere // J. Atm. Solar-Terr. Phys. 2005. V. 65. P. 105-117.

*Ondrášková A., Krivolotsky 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. 2003. V. 31, N9. P. 2169-2176.

*Ondrášková A., Krivolotsky A., Kuminov A., Laštovička J.* Day to night differences in neutral component and electron density response during solar proton event (model cal- culations) // Acta Astron.et Geophys. Univ. Comeniana, 2002. V. 24. P. 51-60.

- Ondrášková A., Krivolutsky A.A., Kukoleva A., Vyushkova T., Kuminov A., Zakharov G.* Response of the lower ionosphere to solar proton event on July 14, 2000. Model simulations over both poles // J. Atmos. Solar-Terr. Phys. 2008. V. 70. P. 539-545.
- Paulsen D.E., Huffman R.E., Larrabee J.C.* Improved photoionization rates of  $O_2(^1\Delta_g)$  in the D region // Radio Sci. 1972. V. 7. P. 51-55.
- Pavlov A. V.* Photochemistry of ions at D-region altitudes of the ionosphere: a review // Surveys in Geophys. 2014. V. 35, N 2. P. 259-334.
- Perejaslova N., Nazarova M., Petrenko N., Pokrevsky P.* Solar cosmic rays and solar activity cycles. ICRC, Roma, Italy, 4, 1995.
- Porter, H.S., C. Jackman, and A.E.S. Green.* Efficiencies for production of atomic nitrogen and oxygen by relativistic proton impact in air // J. Chem. Phys. 1976. V. 65. P.154.
- Prasad S.S., Zipf E.C.* Atmospheric nitrous oxide produced by solar protons and relativistic electrons // Nature. 1981. V.291, N5816. P.564-566.
- Prather, M.*, Numerical advection by conservation of second-order moments // J. Geophys. Res. 1986. V. 91. P. 6671-6681.
- Pudovkin M.I., Veretenenko S.V.* Cloudiness decreases associated with Forbush-decreases of galactic cosmic ray // J. Atmos. Terr. Phys. 1995. V. 57, N11. P.1349-1355.
- Randall C.E., Harvey V.L., Manney G.L., Orsolini Y., Codrescu M., Sioris S., Brohede S., Haley C.S., Gordley L.L., Zawodny J.M., Russell J.M.* Stratospheric effects of energetic particle precipitation in 2003-2004 // Geophys. Res. Lett. 2005. V.32. L05802.  
doi: 10.1029/2004GL022003
- Rapp D., Englander-Golden P.* Total cross sections for ionization and attachment in gases by electron impact. I. Positive ionization // J. Chem. Phys. 1965. V. 43. P.5.
- Rapp D., Englander-Golden P., Briggia D.D.* Cross sections for dissociative ionization of molecules by electron impact // J. Chem. Phys. 1965. V.42. P.4081.
- Rasch, P.J., B.A. Bovile, and G.P. Brasseur.* A three-dimensional general circulation model with coupled chemistry for the middle atmosphere // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. P. 9041-9071.

- Reagan J.B., Meyerott R.E., Nightingale R.W. et al.* Effects of August 1972 solar particle events on stratospheric ozone // *J. Geophys. Res.* 1981. V.86, NA3. P. 1473-1494.
- Reid G.C.* Ion chemistry in the D-region // *Adv. Atomic Molecular Phys.* / Ed. D.R.Bates, B.Bederson. Academic, Orlando, Fla., 1976. V.12. P. 375.
- 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.* 1991. V.18, N6. P. 1019-1022.
- Rozanov E., Schraner M., Schnadt C., et al.* Assessment of the ozone and temperature variability during 1979–1993 with the chemistry-climate model SOCOL // *Adv. Space. Res.* 2005. V. 35. P.1375-1384.
- 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.* 1981. V.29. P. 767-774.
- Sander S. P. et al.*, Chemical Kinetics and Photochemical Data for Use in Atmospheric Studies. / S.P. Sander, R.R. Friedl, D.M. Golden et al // JPL Publication 02-25. NASA Jet Propulsion Laboratory, 2003. V. 110.
- Schneider, H. R., and M. A. Geller.* A comparison of two-and three-dimensional transport within a stratospheric circulation model // *J. Atmos. Sci.* 1985. V. 42. P. 1792-1808.
- 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.* 2005. V. 32, L15S02.
- 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.* 2004. V. 31, L19107.
- Shumilov, O.I., I. Henriksen, O. M. Raspopov, and E. A. Kasatkina,* Ozone Abundance and Solar Proton Events // *Geophys. Res. Lett.* 1992. V. 19, N3. P. 1647-1650.

- Shumilov O.I., Kasatkina E.A., Henriksen K., Paspopov O.M.* Ozone “miniholes” initiated by energetic solar protons // J. Atmos. Terr. Phys. 1995. V.57, N6. P. 665-671.
- Solomon, S., and P. Crutzen*, Analysis of the August 1972 solar proton event including chlorine chemistry // J. Geophys. Res. 1981. V. 86. P.1140-1151.
- 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. 1982. V. 87. P.7206-7220.
- Solomon S., Reid G.C., Rusch D.W., Thomas R.J.* Mesospheric ozone depletion during the solar proton event of July 13, 1982. Part 2. Comparison between theory and measurement // Geophys. Res. Lett. 1983. V.10, N4. P.257-260.
- Solar-Geophysical Data.* U.S. Department of Commerce, Boulder, 1990. N548 Part II; N549 Part II.
- Staniforth, A., and Cote*, Semi-Lagrangian integration schemes for atmospheric models A review // Mon. Wea. Rev. 1991. V. 119. P. 2209-2223.
- Strobel D.F.*, Parametrization of the atmosphere heating rate from 15 to 120 km due to  $O_2$  and  $O_3$  absorption of solar radiation // J. of Geoph. Research. 1978. V. 20. P. 6225-6230.
- 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. Physics. 1997. V.59. P.1225-1232.
- Svensmark H., Bondo T., Svensmark J.* Cosmic ray decreases affect atmospheric aerosols and clouds // Geophys. Res. Lett. 2009. V. 36, L15101.
- Swider W., Gardner M. E.* On the accuracy of certain approximations for the Chapman function // Environmental Research Papers N 272, Air Force Cambridge Research, Bedford, MA, USA, 1967.
- Swider Jr., W.* Ionization rates due to the attenuation of 1-100 Å nonflare solar X rays in the terrestrial atmosphere // Rev. Geophys. 1969. V. 7(3). P. 573-594.
- Troshichev O.A.* Polar magnetic disturbances and field-aligned currents // Space. Sci. Rev. 1982. V.32. P.1378-1389.

*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. 2004. V.34. P.1824-1829.

*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. Astronomy of Italia. 2005. V. 76. P. 890-898.

*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. 2008. V. 70. P. 1289-1300.

*Troshichev O.A., Vovk V. Ya., Egorova L.V.* Solar wind influence on atmospheric processes in winter Antarctica // Ch.9 in “Antarctica. The most interactive ice-air-ocean environment” / Eds. J.Singh, H.N.Dutta. Nova Sci. Publ. 2011.

*Turco, R. P., and R. C. Whitten.* A comparison of several computational techniques for solving some common aeronomics problem // J. Geophys. Res. 1974. V. 79. P. 3179.

Two-Dimensional Intercomparison of Stratospheric Models, NASA Conference Publication 3042, Workshop in Virginia Beach, 1988 (1989).

Models and Measurements Intercomparison II, NASA/TM-1999-209554, 1999.

COSPAR International Reference Atmosphere (CIRA), Part III: Trace Constituence Reference Models / Edited by G. M. Keating // Advances in Space Research. 1996. V. 18(9/10).

*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. 2010. V.10. P. 30381-30404.

*Veretenenko S.V., Thejll P.* Effects of cosmic ray variations on cyclonic activity in the North Atlantic // 38th COSPAR Scientific Assembly, 38. 2010. URL: <https://www.cospar-assembly.org/abstractcd/COSPAR-10/abstracts/D21-0052-10.pdf> (дата обращения: 20.04.2016).

*Verronen P.T., Seppälä A., Clilverd M.A., Rodger C.J., Kyrölä E., Enell C.-F., Ulich T., Turunen E.* Diurnal variation of ozone depletion during the October-November 2003

solar proton events // J. Geophys. Res. 2005. V.110, A09S32, doi: 10.1029/2004JA010932.

*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. 2006. V.33, L24811. doi: 10.1029/2006 GL028115

*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. 1996. V. 101(D3). P. 6729-6739.

*Warneck P.* Cosmic radiation as a source of odd nitrogen in the stratosphere // J. Geophys. Res. 1972. V. 77. P. 6589-6591.

*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. 1972. V. 29. P.1138-1142.

*Wissing J.M., and M.-B. Kallenrode.* Atmospheric Ionization Module Osnabrück (AIMOS): A 3-D model to determine atmospheric ionization by energetic charged particles from different populations // J. Geophys. Res. 2009. V. 114, A06104.

doi:10.1029/2008JA013884

*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. 1994. V. 99(D10). P. 21059-21069.

## СПИСОК ИЛЛЮСТРАЦИЙ

Рис. 1.1. Высотный ход эффективности образования окислов азота и водорода на каждую пару ионов, произведенных энергичными частицами в атмосфере [Heaps, 1978]. .....	20
Рис. 1.2. 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 $\text{N}_2\text{O}$ на $60^\circ$ (4), и $80^\circ$ (5) широты летом и на $60^\circ$ летом (6) [Johnston et al., 1979] и галактическими космическими лучами (7-минимум, 8-максимум солнечной активности [Jackman et al., 1980].....	21
Образование NO и OH солнечными протонными вспышками в период 1955-1975 гг. [Bauer, 1979].....	23
Рис. 1.3. Изменения содержания озона после протонной вспышки в августе 1972 г. для различных широт [Heath et al., 1977]: а) $5^\circ$ ю.ш. – $5^\circ$ с.ш.; б) $55^\circ$ – $65^\circ$ с.ш.; в) $75^\circ$ - $80^\circ$ с.ш.....	26
Вклад в стратосферу южного полушария NOx от высыпаний энергичных частиц (Гмоль) [Randall et al., 2005].....	28
Рис. 1.4. Дифференциальный спектр потоков энергии протонов, полученный с использованием суточно осредненных скоростей счета протонов на спутнике IMP 8 в спокойных (290 день) условиях и во время сильного солнечного протонного события в октябре 1989 г. (293 день) [Vitt and Jackman, 1996]. .....	29
Рис. 1.5. Скорости образования пар ионов в спокойных условиях (290 день) и во время сильной протонной вспышки в октябре 1989 г. (293 день) [Vitt and Jackman, 1996].....	30
Рис. 2.1. Среднесуточные значения плотности потока энергии солнечных протонов в диапазоне энергий 1-100 МэВ в 1994-2005 гг. в логарифмическом масштабе [Криволуцкий и др., 2008] .....	48

Рис. 2.2. Среднесуточные значения средней энергии солнечных протонов в диапазоне 1-100 МэВ в 1994-2005 гг. [Криволуцкий и др., 2008] .....	49
Рис. 2.3. Среднесуточные значения плотности потока энергии солнечных протонов в диапазоне энергий 1-100 МэВ в 1994-2005 гг. в линейном масштабе [Криволуцкий и др., 2008].....	49
Наиболее мощные события СКЛ 23 цикл. [Криволуцкий и др., 2008] .....	50
Параметры СПС по интервалам с 1.10.1996 по 30.11.2006 [Криволуцкий и др., 2008].....	52
Значения суммарных величин по 10 интервалам для циклов СА [Криволуцкий и др., 2008].....	54
Рис. 2.4. Скорость ионизации атмосферы (пары ионов/м <sup>3</sup> сек) в период СПС а)14.07.2000; б) 04.11.2001, в) 28.10.2003, 70° с.ш. (результаты расчетов) [Криволуцкий и др., 2008].....	60
Основные характеристики ионизации атмосферы в периоды СПС [Криволуцкий и др., 2008].....	61
Рис. 2.5. Интегральная по столбу 0-120 км скорость ионизации атмосферы, в период СПС а) 04.11.2001, 08.11.2000 и 14.07.2000; б) 24.09.2001 и 22.11.2001 [Криволуцкий и др., 2008].....	62
Рис. 2.6. Интегральное количество ионов, производимое протонами в столбе атмосферы (0-120 км) за весь период от начала вспышки (для наиболее активных СПС 23 цикла солнечной активности), 70° с.ш. [Криволуцкий и др., 2008].....	63
Рис. 2.7. Изменения скорости ионизации атмосферы солнечными протонами на высоте 38 км, в период СПС 04.11.2001, 08.11.2000, 14.07.2000 и 28.10.2003. [Криволуцкий и др., 2008].....	63
Рис. 2.8. Высотный профиль скорости ионизации атмосферы $qq$ солнечными протонами различных моноэнергетических каналов (14.07 2000, 70 N), [Криволуцкий и др., 2008].....	65

Сравнительные характеристики воздействия СПС на атмосферный озон [Криволуцкий и др., 2008] .....	69
Рис. 2.9. Изменения (%) концентрации: а) O( <sup>3</sup> P) и б) O <sub>3</sub> в период вспышки 04.11.2001, 70° с.ш. [Криволуцкий и др., 2008] .....	70
Рис. 2.10. Изменения, %, концентрации а) NO и б) NO <sub>2</sub> в период вспышки 04.11.2001, 70° с.ш. [Криволуцкий и др., 2008] .....	71
Рис. 2.11. Изменения интегрального по столбу содержания, %, а) O <sub>3</sub> ; б) NO <sub>y</sub> ; в) HO <sub>x</sub> в периоды выбранных СПС 23 цикла солнечной активности .....	72
Рис. 2.12. Изменения интегрального содержания озона в отдельных слоях в период СПС [Криволуцкий и др., 2008]: а) 14.07.2000; б) 24.09.2001; в) 28.10.2003; г) 04.11.2001; д) 22.11.2001; е) 08.11.2000; ж) 16.01.2005 .....	76
Рис. 2.13. Изменения а) [NO <sub>2</sub> ], б) [NO], %, после СПС 16.01.2005, 70° с.ш. на высоте 50 км [Криволуцкий и др., 2008] .....	77
Рис. 2.14. Разрушение [O <sub>3</sub> ], (%), после СПС 14.07 2000 г., 70° с.ш.: а) по спутниковым данным UARS, б) по модельным расчетам. ....	80
Рис. 2.15. Увеличение [NO], ppbv, в результате СПС 14.07 2000 г., 70° с.ш.: а) по спутниковым данным UARS, б) по модельным расчетам [Криволуцкий и др., 2008].....	81
Рис. 2.16. Скорость ионизации различными источниками зимой при $\chi=73^\circ$ (вверху) и летом при $\chi=23^\circ$ (внизу) [Ondrášková, 1993]. .....	89
Рис. 2.17. Вертикальное распределение положительных ионов в зимних условиях [Ondrášková, 1993].....	90
Рис. 2.18. Вертикальное распределение отрицательных ионов зимой (вверху) и летом в средних широтах [Ondrášková, 1993]. .....	91
Рисунок. 2.19. Профили электронной концентрации по ракетным пускам [Brasseur, Solomon, 2005] и модельным расчетам [Ondraskova, 1993] для средних широт (полдень) .....	92

Рис. 2.20. Скорость ионизации ( $\text{см}^{-3}\text{с}^{-1}$ ) солнечными протонами во время СПС в октябре 1989 г., рассчитанная по измерениям на спутнике Метеор потоков протонов [Ondrášková et al., 2002].....	94
Рис. 2.21. Реакция [NO] (%) после СПС в октябре 1989 г. (полуденные значения), рассчитанная с помощью одномерной фотохимической модели [Krivolutsky et al., 2001].....	96
Рис. 2.22. Реакция [OH] (%) после СПС в октябре 1989 г. (полуденные значения), рассчитанная с помощью одномерной фотохимической модели [Krivolutsky et al., 2001].....	97
Рис. 2.23. Реакция озона (%) после СПС в октябре 1989 г. (полуденные значения), рассчитанная с помощью одномерной фотохимической модели [Krivolutsky et al., 2001].....	97
Рис. 2.24. Модельное изменение плотности электронов на $70^\circ$ с.ш., $30^\circ$ в.д. на фиксированных высотах между 50 и 98 км до, во время и после СПС. Отмечен день начала вспышки (дневные условия) [Ondrášková et al., 2002].....	99
Рис. 2.25. То же, что и на рис. 2.23, но для ночных условий [Ondrášková et al., 2002].....	99
Рис. 2.26. Модельная реакция плотности положительных ионов (%) на СПС в октябре 1989 г. (полуденные значения).....	100
Рис. 2.27. Изменение потока солнечных протонов с энергиями 4,2-8,7 МэВ по данным измерений со спутника GOES-7 в период СПС в октябре 1989 г. [Zadorozhny et al., 1994].....	102
Рис. 2.28. Измеренная окись азота до и после СПС 19 октября 1989 г. в высоких широтах южного полушария, которая демонстрирует сильное увеличение плотности ионов [Zadorozhny et al., 1994].....	103
Рис. 2.29. Отклонение измеренных профилей концентрации озона (%) относительно осредненного по всем пускам профиля для 23 октября (сплошная кривая) и 20 октября (видно, что изменения в содержании озона возрастили по	

мере накопления окислов азота в атмосфере в период СПС). [Zadorozhny et al., 1994].....	104
Рис. 2.30. Измеренная вертикальная структура плотности положительных ионов до и после СПС 19 октября 1989 г. в высоких широтах южного полушария, которая демонстрирует сильное увеличение плотности ионов. [Zadorozhny et al., 1994].....	105
Рис. 2.31. Вертикальная структура модельных относительных изменений электронной концентрации по сравнению с невозмущенными условиями над северной (вверху) и южной полярными областями [Ondraskova et al., 2008]. .	107
Рис. 2.32. Модельные профили положительных ионов на 70° широты в невозмущенных условиях (сплошные линии) и в момент максимальной ионизации протонами СПС 14 июля 2000 г. (пунктирные линии) над северной (вверху) и южной полярными областями: 1 – O <sub>2</sub> <sup>+</sup> ; 2 – NO <sup>+</sup> ; 3 – H <sub>3</sub> O <sup>+</sup> ; 4 – H <sub>3</sub> O <sup>+</sup> · H <sub>2</sub> O; 5 – H <sub>3</sub> O <sup>+</sup> · 2H <sub>2</sub> O; 6 – H <sub>3</sub> O <sup>+</sup> · 3H <sub>2</sub> O (Ondraskova et al., 2008).....	109
Рис. 3.1. Рассчитанные в 3D модели скорости фотодиссоциации молекулярного кислорода (c <sup>-1</sup> ) на 1 января .....	123
Рис. 3.2. Скорости фотодиссоциации молекулярного кислорода (c <sup>-1</sup> ), рассчитанные в 3D модели, на 21 марта.....	124
Рис. 3.3. Скорости фотодиссоциации молекулярного кислорода (c-1), рассчитанные в 3D модели, на 1июля.....	124
Рис. 3.4. Скорости фотодиссоциации молекулярного кислорода (c <sup>-1</sup> ), рассчитанные в 3D модели, на 21сентября.....	125
Рис. 3.5. Скорости фотодиссоциации озона (c <sup>-1</sup> ), рассчитанные в 3D модели, на 1января.....	125
Рис. 3.6. Скорость фотодиссоциации озона (c-1) на высоте 40 км для различного времени суток (по Гринвичу), рассчитанная в 3D модели, на 1 января.....	126
Рис. 3.7. Зонально-осредненное поле отношения смеси озона (ppmv) для января по модельным расчетам [Криволуцкий и др., 2015].....	127

Рис. 3.8. Выборочные, рассчитанные по 3D модели CHARM (внизу) профили концентрации озона для 15, 35 и 65° с. ш. для 22 марта от поверхности Земли до высоты 50 км, а также соответствующие профили, полученные на основе измерений [Brasseur and Solomon, 2005].....	129
Рис. 3.9. Модельное поведение профиля концентрации озона (среднезональные значения) и атомарного кислорода выше 40 км на широте 35° с.ш. для 22 марта (00 ч по Гринвичу) [Криволуцкий и др., 2015]. Представленные модельные распределения соответствуют наблюдениям [Brasseur and Solomon, 2005]....	130
Рис. 3.10. Широтно-долготное распределение отношения смеси озона на высоте 70 км (0 часов по Гринвичу), рассчитанное по 3D модели CHARM и демонстрирующее суточный ход озона на этих высотах (увеличение содержания озона от дня к ночи).....	131
Рис. 3.11. Отношение смеси (в единицах ppbv) «семейства» нечетного азота (NO <sub>y</sub> ) рассчитанное по модели CHARM (а) и полученное по наблюдениям со спутника UARS (б) [NASA/TM-1999-209554] .....	132
Рис. 3.12. Потоки протонов в июле 2000 г. по данным измерений со спутника GOES-10 [ Krivolutsky et al., 2005] .....	134
Рис. 3.13. Скорости ионизации атмосферы (пар ионов в м <sup>3</sup> в сек) солнечными протонами для 70° с.ш. в период вспышки 14 июля 2000 года [Krivolutsky et al., 2005].....	135
Рис. 3.14. 3D-модельные изменения (%) в содержании озона, вызванные СПС 14 июля 2000 г. для северной (а) и южной (б) полярной области на 75° широты, (Криволуцкий и др., 2015).....	137
Рис. 3.15. Изменения в содержании озона (%), вызванные воздействием энергичных частиц в период СПС в июле 2000 г. полученные при обработке данных измерений состава со спутника UARS/ HALOE [Krivolutsky et al., 2008]	139

Рис. 3.16. Широтная структура модельных изменений озона (%) (на высоте 60 км), иллюстрирующая глобальную структуру эффекта протонной вспышки на Солнце после 4 июля 2000 г. в мезосфере .....	140
Рис. 3.17. Структура отклика (ОН) в северной (а) и южной (б) полярной области ( $75^{\circ}$ ), вызванного СПС 14 июля 2000 г.: слева для невозмущенных условий (вспышки нет), справа в присутствии воздействия солнечных протонов. [Криволуцкий и др., 2015].....	141
Рис. 3.18. Изменение концентрации окиси азота (NO) после СПС в северной (а) и южной (б) полярной области ( $70^{\circ}$ N, S). Слева, для сравнения временной ход NO без воздействия, справа под воздействием СПС. [Криволуцкий и др., 2015]. .....	144
Рис. 3.19. Эмпирические свидетельства воздействия энергичных частиц на окись азота в период СПС в июле 2000 г. (представлены изменения концентрации NO по сравнению с невозмущенными условиями на основе обработки данных измерений спутника UARS/ HALOE) [Криволуцкий и др., 2015] .....	145
Рис. 3.20. Модельные изменения (%) в содержании нечетного азота в атмосфере Земли после вспышки на Солнце 4 ноября 2001 года в высоких широтах северного полушария .....	148
Рис. 3.21. Изменения (%) в содержании нечетного азота в атмосфере Земли на высоте 60 км после вспышки на Солнце 4 ноября 2001 года, (трехмерное моделирование) .....	148
Рис. 3.22. Изменения (%) в содержании семейства нечетного водорода в атмосфере Земли после вспышки на Солнце 4 ноября 2001 года в высоких широтах северного полушария (трехмерное моделирование) .....	149
Рис. 3.23. Изменения (%) в содержании нечетного водорода в атмосфере на уровне 60 км над поверхностью Земли после вспышки на Солнце 4 ноября 2001 года (трехмерное моделирование).....	149

Рис. 3.24. Модельные изменения в содержании озона (%) после СПС 4 ноября 2001 года в высоких широтах северного полушария (75 с.ш.) (трехмерное моделирование) .....	150
Рис. 3.25. Рассчитанные по 3D-модели изменения в содержании озона (%) после СПС 4 ноября 2001 года в высоких (75 ю.ш.) широтах южного полушария (трехмерное моделирование) .....	150
Рис. 3.26. Изменения в содержании озона (%) после СПС 4 ноября 2001 года на высоте 60 км, средние по кругу широты (трехмерное моделирование) .....	151
Рис. 3.27. Результаты расчета скорости ионизации атмосферы солнечными протонами (число пар ионов / ( $\text{м}^3 \text{ сек}$ )) на высоте 67 км, 6 ч UT 28.10.2003, с помощью модуля AIMOS [Криволуцкий и др., 2011].....	155
Рис. 3.28. Результаты расчета скорости ионизации атмосферы солнечными протонами (число пар ионов/( $\text{м}^3 \text{ сек}$ )) на высоте 67 км, 18 ч UT 28.10.2003 [Криволуцкий и др., 2011].....	155
Рис. 3.29. Результаты расчета скорости ионизации атмосферы релятивистскими электронами (число пар ионов/ $\text{м}^3$ в сек.) на высоте 67 км, 6 ч UT 28.10.2003 с помощью модуля AIMOS .....	156
[Криволуцкий и др., 2011].....	156
Рис. 3.30. Результаты расчета скорости ионизации атмосферы релятивистскими электронами (число пар ионов/ $\text{м}^3$ в сек.) на высоте 67 км, 18 ч UT 28.10.2003 с помощью модуля AIMOS [Криволуцкий и др., 2011].....	156
Рис. 3.31. Результаты расчета скорости ионизации атмосферы (число пар ионов/ $\text{м}^3$ в сек.) энергичными частицами (протоны, электрона и Альфа-частицы) в период октября-ноября 2003 года на высоте 66 км для северной (вверху) и южной полярных областей.....	158
Рис. 3.32. Результаты расчетов скоростей ионизации (число пар ионов/ $\text{м}^3$ в сек.) в возмущенный период в высоких широтах северного полушария, обусловленных солнечными протонами .....	159

Рис. 3.33. Результаты сравнения потоков солнечных протонов в возмущенный период октября-ноября 2003 года по данным спутника GOES и российской солнечной обсерватории CORONAS-F в различных каналах энергий .....	162
Рис. 3.34. Результаты расчетов скорости ионизации в полярной атмосфере северного полушария на разных высотах проведенные с использованием данных о потоках протонов со спутников GOES и CORONAS-F в период СПС 28 октября 2003 г.....	163
Рис. 3.35. Пространственная структура изменений в содержании озона (%) на высоте 66 км 28 октября 2003 года (расчет по трехмерной модели CHARM) [Криволуцкий и др., 2011].....	165
Рис. 3.36. Вертикальная структура изменений в содержании озона (%) для 75° с.ш.(а) и 75° ю.ш.(б) после 26 октября 2003 года (расчет по трехмерной модели CHARM) .....	167
Рис. 3.37. Вертикальная структура изменений в содержании озона (%) для 65° с.ш. (а) и 65° ю.ш. (б) после СПС 28 октября 2003 года (расчет по трехмерной модели CHARM) .....	169
Рис. 3.38. Структура изменений в содержании озона (%) на высоте 66 км после СПС 28 октября 2003 года (расчет по трехмерной модели CHARM) .....	171
Рис. 3.39. Эволюция изменений содержания «нечетного» азота (%) в высоких широтах северного полушария после возмущенного периода октября-ноября 2003 года [Криволуцкий и др., 2012] .....	172
Рис. 3.40. Изменения в содержании озона (%) в высоких широтах северного полушария после возмущенного периода октября-ноября 2003 года [Криволуцкий и др., 2012] .....	173
Рис. 3.41. Параметры атмосферы, измеренные приборами, установленными на спутнике ENVISAT .....	174
Рис. 3.42. Изменения содержания нечетного азота (ppbv) октября-ноября 2003 г. по данным измерений прибора MIPAS со спутника ENVISAT над южной (слева) и северной полярной областью [Funke et. al., 2011] .....	175

Рис. 3.43. Изменения содержания ОЗ (%) октября-ноября 2003 г. по данным измерений прибора MIPAS со спутника ENVISAT [Funke et. al., 2011].....	176
Рис. 3.44. Увеличение NO <sub>y</sub> в высоких широтах северного полушария после 28 октября 2003 года по расчетам по различным трехмерным моделям и сравнение с данными прибора MIPAS [Funke et. al, 2011].....	178
Рис. 3.45. Разрушение озона в высоких широтах северного полушария после 28 октября 2003 года по расчетам по различным трехмерным моделям и сравнение с данными прибора MIPAS [Funke et. al, 2011].....	178
Рис. 3.46. Увеличение NO <sub>y</sub> после 28 октября 2003 года по расчетам на уровне 1 гПа по различным трехмерным моделям и результатам измерений прибором MIPAS [Funke et. al, 2011] .....	179
Рис. 4.1. Глобальное распределение температуры (К) для июля ( <b>ARM</b> ) [Криволуцкий и др., 2015].....	189
Рис. 4.2 Глобальное распределение скорости зонального ветра для июля ( <b>ARM</b> ) [Криволуцкий и др., 2015].....	190
Рис. 4.3 Амплитуда суточного прилива скорости зонального ветра на 18 июля (00-00 UT) . )[Криволуцкий и др., 2015].....	190
Рис. 4.4. Амплитуда суточного прилива скорости зонального ветра на 18 июля (00-00 UT).....	191
Рис. 4.5 Пространственная структура изменений температуры на 18 июля, вызванная изменением поля озона после СПС 14.07.2000 г. (расчёт по модели ARM).....	193
Рис. 4.6. Эволюция возмущений температуры после СПС 14.07.2000 г. в высоких широтах северного полушария. ....	193
Рис. 4.7 Широтная структура изменений абсолютных значений скорости зонального ветра (м/с), вызванная изменениями в поле озона ..... после СПС 14.07.2000 г. [Krivolutsky et al, 2006].....	195
Рис. 4.8 Эволюция изменений абсолютных значений скорости зонального ветра (м/с) после СПС 14.07.2000 г. (по расчётом ARM).....	195

Рис. 4.9. Вертикальная структура профиля скорости зонального ветра в высоких широтах северного полушария до (черная кривая) и после (красная кривая) СПС 14.07.2000 г. [Krivolutsky et al., 2006] .....	196
Рис. 4.10. Изменения амплитуды суточного прилива (м/с) в зональном ветре после СПС 14.07.2000 г. на 18 июля (24:00 UT) [Krivolutsky et al., 2006] .....	197
Рис. 4.11. Изменения амплитуды полусуточного прилива (м/с) в зональном ветре после СПС 14.07.2000 г. на 18 июля (24:00 UT) [Krivolutsky et al., 2006] .....	198
Рис. 4.12. Изменения температуры в высоких широтах северного полушария после СПС 14 июля 2000 г. по сравнению с невозмущенными условиями (12 июля) по данным прибора HALOE/UARS. [Krivolutsky et al., 2006].....	199
Рис. 4.13. Положение «критического» уровня ВГВ в отсутствии СПС (синяя кривая) и в период СПС, определенное по расчетам с помощью модели <b>ARM</b> [Криволуцкий и др., 2015].....	201
Рис. 4.14. Вклад ВГВ в скорость изменения температуры (К/сутки) в период СПС 14 июля 2000 г. (расчет по модели <b>ARM</b> ) .....	202
Рис. 4.15. Вклад ВГВ в скорость изменения зонального ветра ((м/с)/сутки) в период СПС 14 июля 2000 г. (расчет по модели <b>ARM</b> ) [Криволуцкий и др., 20015].....	202
Рис. 4.16. Вертикальная структура вклада различных факторов (голубая – вклад ВГВ) в изменение температуры (К/сутки) в период СПС 14.07.2000 г. (по модели <b>ARM</b> ).....	204
Рис. 4.17. Широтная структура изменений температуры после вспышки на Солнце 4 ноября 2001 года (расчет по модели <b>ARM</b> ).....	205
Рис. 4.18. Широтная структура изменений зонального ветра (м/с) после вспышки на Солнце 4 ноября 2001 года (расчет по модели <b>ARM</b> ).....	206
Рис. 4.19. Долговременные изменения температуры на $75^{\circ}$ с.ш., связанные с изменениями в содержании озона, обусловленными воздействием энергичных частиц (расчет по модели общей циркуляции) [Криволуцкий и др., 2012]....	210

Рис. 4.20. Изменения температуры (К) в тропосфере и нижней стратосфере на 75° с.ш., связанные с изменениями в содержании озона, обусловленными воздействием энергичных частиц (расчет по модели общей циркуляции) [Криволуцкий и др., 2015].....	211
Рис. 4.21. Изменения температуры (К) на высоте 37 км, связанные с изменениями в содержании озона, обусловленными воздействием энергичных частиц (расчет по модели общей циркуляции) [Криволуцкий и др., 2015] .....	212
Рис. 4.22. Соответствующие изменения абсолютных значений скорости зонального ветра (м.с) на 75° с.ш. в тропосфере и нижней стратосфере (расчет по модели общей циркуляции) .....	213
Список химических реакций, используемых в модели.....	248
Список фотохимических реакций, использованных в модели.....	252

## ПРИЛОЖЕНИЕ 1

Таблица 1.

**Список химических реакций, используемых в модели**

NN	Реакция	Скорость реакции ( $\text{cm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ )
1	$O + O_2 + M \rightarrow O_3 + M$	$6.0 \times 10^{-34} (T/300)^{-2.4} [M]$
2	$O + O + M \rightarrow O_2 + M$	$4.7 \times 10^{-33} \times (300/T)^{**2} [M]$
3	$O(^1D) + N_2 \rightarrow O + N_2$	$2.15 \times 10^{-11} \exp(110/T) \times 0.78$
4	$O + O_3 \rightarrow O_2 + O_2$	$8 \times 10^{-12} \exp(-2060/T)$
5	$O(^1D) + O_3 \rightarrow O_2 + O_2$	$1.2 \times 10^{-10}$
6	$O(^1D) + H_2O \rightarrow HO + HO$	$1.63 \times 10^{-10} \exp(60/T)$
7	$O(^1D) + H_2 \rightarrow OH + H$	$1.1 \times 10^{-10}$
8	$H + O_3 \rightarrow OH + O_2$	$1.40 \times 10^{-10} \exp(-470/T)$
9	$H + O_2 + M \rightarrow HO_2 + M$	$F(4.4 \times 10^{-32}, 1.3, 4.7 \times 10^{-11}, 0.2)$
10	$H + HO_2 \rightarrow H_2 + O_2$	$0.69 \times 10^{-11}$
11	$H + HO_2 \rightarrow H_2O + O$	$0.16 \times 10^{-11}$
12	$H + HO_2 \rightarrow OH + OH$	$7.2 \times 10^{-11}$
13	$OH + H_2 \rightarrow H_2O + H$	$2.8 \times 10^{-12} \exp(-1800/T)$
14	$OH + OH \rightarrow H_2O + O$	$1.8 \times 10^{-12}$
15	$OH + OH + M \rightarrow H_2O_2 + M$	$F(6.9 \times 10^{-31}, 1, 2.6 \times 10^{-11}, 0)$
16	$OH + O \rightarrow OH + O_2$	$2.2 \times 10^{-11} \exp(120/T)$
17	$OH + O_3 \rightarrow HO_2 + O_2$	$1.7 \times 10^{-12} \exp(-940/T)$
18	$OH + HO_2 \rightarrow H_2O + O_2$	$4.8 \times 10^{-11} \exp(250/T)$
19	$OH + H_2O_2 \rightarrow H_2O + HO_2$	$3.1 \times 10^{-12} \exp(-187/T)$
20	$HO_2 + O_3 \rightarrow OH + 2O_2$	$1.0 \times 10^{-14} \exp(-490/T)$

22	$HO_2 + O \rightarrow OH + O_2$	$3.0 \times 10^{-11} \exp(200/T)$
23	$HO_2 + HO_2 \rightarrow H_2O_2 + O_2$	$3.5 \times 10^{-13} \exp(430/T)$
24	$H_2O_2 + O \rightarrow OH + HO_2$	$1.4 \times 10^{-12} \exp(-2000/T)$
25	$CH_4 + O(^1D) \rightarrow CH_3 + OH$	$1.5 \times 10^{-10}$
26	$CH_4 + O(^1D) \rightarrow H_2CO + H_2$	$1.5 \times 10^{-10}$
27	$CH_4 + O \rightarrow CH_3 + OH$	$3.5 \times 10^{-11} \exp(-4550/T)$
28	$CH_4 + OH \rightarrow CH_3 + H_2O$	$2.45 \times 10^{-12} \exp(-1775/T)$
29	$CO + OH \rightarrow CO_2 + H$	$1.35 \times (1. + P_{ATM}) \times 1. \times 10^{-13}$
30	$CH_3 + O \rightarrow CH_2O + H$	$1.4 \times 10^{-10}$
31	$CH_3 + O_2 \rightarrow CH_2O + OH$	$3.0 \times 10^{-16}$
32	$CH_3 + O_2 + M \rightarrow CH_3O_2 + M$	$F(4.0 \times 10^{-31}, 3.6, 1.2 \times 10^{-12}, -1.1)$
33	$CH_3O_2 + HO_2 \rightarrow CH_3OOH + O_2$	$4.1 \times 10^{-13} \exp(750/T)$
34	$CH_3O_2 + CH_3O_2 \rightarrow 2CH_3O + O_2$	$9.5 \times 10^{-14} \exp(390/T)$
35	$CH_3O_2H + OH \rightarrow CH_3O_2 + H_2O$	$2.6 \times 10^{-12} \exp(-190/T)$
36	$CH_3O + O_2 \rightarrow CH_2O + HO_2$	$3.9 \times 10^{-14} \exp(-900/T)$
37	$CH_3O_2 + NO \rightarrow CH_3O + NO_2$	$2.8 \times 10^{-12} \exp(300/T)$
38	$CH_2O + OH \rightarrow CHO + H_2O$	$5.5 \times 10^{-12} \exp(125/T)$
39	$CHO + O_2 \rightarrow HO_2 + CO$	$5.2 \times 10^{-12}$
40	$N_2O + O(^1D) \rightarrow N_2 + O_2$	$4.7 \times 10^{-11} \exp(20/T)$
41	$N_2O + O(^1D) \rightarrow NO + NO$	$6.7 \times 10^{-11} \exp(20/T)$
42	$N + O_2 \rightarrow NO + O$	$1.5 \times 10^{-11} \exp(-3600/T)$
43	$N + NO \rightarrow N_2 + O$	$2.1 \times 10^{-11} \exp(100/T)$
44	$NO + O_3 \rightarrow NO_2 + O_2$	$3.0 \times 10^{-12} \exp(-1500/T)$
45	$NO_2 + O \rightarrow NO + O_2$	$5.1 \times 10^{-12} \exp(210/T)$
46	$NO + O + M \rightarrow NO_2 + M$	$F(9.0 \times 10^{-31}, 1.5, 3.0 \times 10^{-11}, 0)$

47	$NO + HO_2 \rightarrow NO_2 + OH$	$3.5 \times 10^{-12} \exp(250/T)$
48	$NO_2 + OH + M \rightarrow HNO_3 + M$	$F(1.8 \times 10^{-30}, 3.0, 2.8 \times 10^{-11}, 0.0)$
49	$HNO_3 + OH \rightarrow NO_2 + H_2O$	$9.4 \times 10^{-15} \exp(778/T)$
50	$NO_2 + O_3 \rightarrow NO_3 + O_2$	$1.2 \times 10^{-13} \exp(-2450/T)$
51	$NO_2 + O + M \rightarrow NO_3 + M$	$F(2.5 \times 10^{-31}, 1.8, 2.2 \times 10^{-11}, 0.7)$
52	$NO_3 + NO \rightarrow 2NO_2$	$1.5 \times 10^{-11} \exp(170/T)$
53	$NO_3 + NO_2 + M \rightarrow N_2O_5 + M$	$F(2.0 \times 10^{-30}, 4.4, 1.4 \times 10^{-12}, 0.7)$
54	$N_2O_5 + M \rightarrow NO_2 + NO_3 + M$	$2.2 \times 10^{-5} \exp(-9700/T)$
55	$CH_3Cl + OH \rightarrow CH_2Cl + H_2O$	$2.4 \times 10^{-12} \exp(-1250/T)$
56	$Cl + O_3 \rightarrow ClO + O_2$	$2.3 \times 10^{-11} \exp(-200/T)$
57	$ClO + O \rightarrow Cl + O_2$	$2.8 \times 10^{-11} \exp(85/T)$
58	$Cl + O_2 + M \rightarrow ClOO + M$	$F(2.2 \times 10^{-33}, 3.1, 1.8 \times 10^{-10}, 0)$
59	$ClOO + M \rightarrow Cl + O_2 + M$	$1.14 \times 10^{-11} \exp(-3370/T)$
60	$ClO + O_3 \rightarrow ClOO + O_2$	$1.4 \times 10^{-17}$
61	$ClO + O_3 \rightarrow OClO + O_2$	$1 \times 10^{-12} \exp(-4000/T)$
62	$OClO + Cl \rightarrow 2ClO$	$5.9 \times 10^{-11}$
63	$OClO + O \rightarrow ClO + O_2$	$2.4 \times 10^{-12} \exp(-960/T)$
64	$OClO + NO \rightarrow ClO + NO_2$	$2.5 \times 10^{-12} \exp(-600/T)$
65	$Cl + CH_4 \rightarrow HCl + CH_3$	$7.3 \times 10^{-12} \exp(-1280/T)$
66	$Cl + H_2 \rightarrow HCl + H$	$3.05 \times 10^{-11} \exp(-2270/T)$
67	$Cl + HO_2 \rightarrow HCl + O_2$	$1.8 \times 10^{-11} \exp(170/T)$
68	$Cl + H_2O_2 \rightarrow HCl + HO_2$	$1.1 \times 10^{-11} \exp(-980/T)$
69	$Cl + H_2CO \rightarrow HCl + HCO$	$8.1 \times 10^{-11} \exp(-30/T)$
70	$HCl + OH \rightarrow Cl + H_2O$	$2.6 \times 10^{-12} \exp(-350/T)$
71	$HCl + O \rightarrow Cl + OH$	$1.0 \times 10^{-11} \exp(-3300/T)$

72	$\text{ClO} + \text{HO}_2 \rightarrow \text{HOCl} + \text{O}_2$	$2.7 \times 10^{-12} \exp(220/T)$
73	$\text{ClO} + \text{NO} \rightarrow \text{Cl} + \text{NO}_2$	$6.4 \times 10^{-12} \exp(290/T)$
74	$\text{ClO} + \text{NO}_2 + \text{M} \rightarrow \text{ClONO}_2 + \text{M}$	$F(1.8 \times 10^{-31}, 3.4, 1.5 \times 10^{-1}, 1.9)$
75	$O(^3P) + \text{HNO}_3 \rightarrow \text{NO}_3 + \text{OH}$	$3 \times 10^{-17}$
76	$\text{O}_3 + \text{N} \rightarrow \text{NO} + \text{O}_2$	$2.0 \times 10^{-11} \exp(-1070/T)$
77	$O(^3P) + \text{NO}_3 \rightarrow \text{NO}_2 + \text{O}_2$	$1 \times 10^{-11}$
78	$\text{Cl} + \text{Cl} + \text{M} \rightarrow \text{Cl}_2 + \text{M}$	$6 \times 10^{-34} \exp(900/T)[\text{M}]$
79	$\text{CH}_2\text{O} + \text{O} \rightarrow \text{OH} + \text{HCO}$	$3.4 \times 10^{-11} \exp(-1600/T)$
80	$\text{HO}_2 + \text{NO}_2 + \text{M} \rightarrow \text{HO}_2\text{NO}_2 + \text{M}$	$F(2.0 \times 10^{-31}, 3.4, 2.9 \times 10^{-12}, -1.1)$
81	$\text{OH} + \text{HO}_2\text{NO}_2 \rightarrow \text{H}_2\text{O} + \text{O}_2 + \text{NO}_2$	$1.3 \times 10^{-12} \exp(380/T)$
82	$\text{NO}_2 + \text{N} \rightarrow \text{N}_2\text{O} + \text{O}$	$5.8 \times 10^{-12} \exp(220/T)$
83	$O(^1D) + \text{O}_2 \rightarrow O + \text{O}_2$	$3.3 \times 10^{-11} \exp(55/T)$
84	$\text{Cl} + \text{HO}_2 \rightarrow \text{OH} + \text{CLO}$	$4.1 \times 10^{-11} \exp(-450/T)$
85	$\text{N} + \text{O}_2 \rightarrow \text{NO} + \text{O}$	$1.3 \times 10^{-12} \exp(380/T)$
86	$\text{N} + \text{HO} \rightarrow \text{NO} + \text{H}$	$5 \times 10^{-11}$
87	$N(^2D) + \text{O}_2 \rightarrow \text{NO} + \text{O}$	$5 \times 10^{-12}$

Здесь:

$$* \quad F(a, \alpha, b, \beta) = \frac{k_0(T)[M]}{1+m} 0.6^{[1+(\lg m)^2]^{-1}},$$

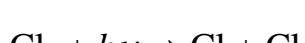
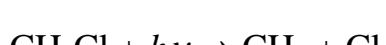
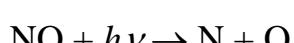
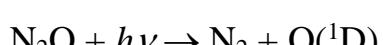
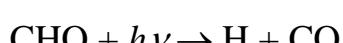
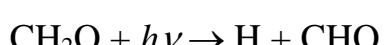
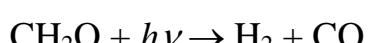
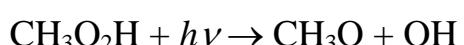
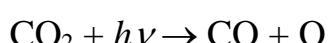
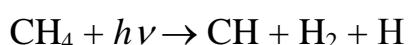
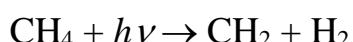
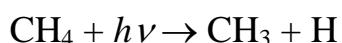
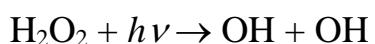
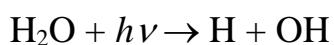
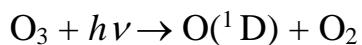
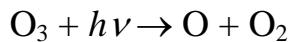
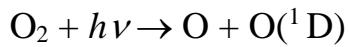
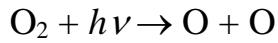
где  $m = \frac{k_0(T)[M]}{k_\infty(T)}$ ,  $k_0(T) = aT^{-\alpha}$ ,  $k_\infty(T) = bT^{-\beta}$ .

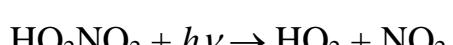
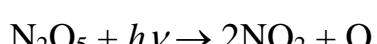
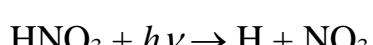
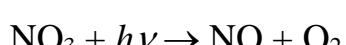
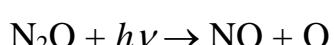
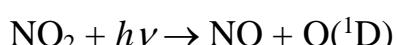
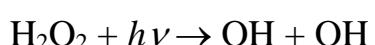
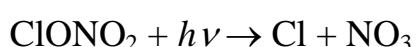
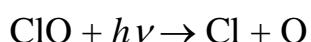
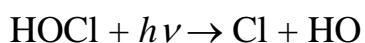
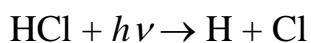
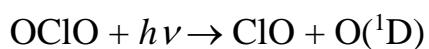
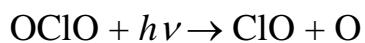
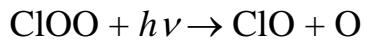
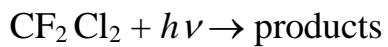
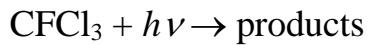
$$** \quad K(M, T) = k_0 + \frac{k_2 k_3 [M]}{k_2 + k_3 [M]},$$

где  $k_0 = 7.2 \times 10^{-15} \exp(785/T)$ ,  
 $k_2 = 4.1 \times 10^{-16} \exp(1440/T)$ ,  
 $k_3 = 1.9 \times 10^{-33} \exp(725/T)$ .

Таблица 2.

**Список фотохимических реакций, использованных в модели**





## ПРИЛОЖЕНИЕ 2 (СХЕМА МЕТОДА ПЕРЕНОСА)

Как уже говорилось выше, в представляемой работе для описания процессов адвективного переноса был реализован один из наиболее точных методов – метод Пратера. Кратко остановимся на идее метода. При этом мы будем следовать базовой работе автора этого метода [Prather, 1986].

Пусть распределение химической компоненты в трехмерном случае внутри некоторой ячейки представимо в виде полинома второй степени

$$\begin{aligned} f(X,Y,Z) = & a_0 + a_X X + a_{XX} X^2 + a_{YY} Y^2 + a_Z Z + a_{ZZ} Z^2 + \\ & + a_{XY} XY + a_{YZ} YZ + a_{XZ} XZ , \end{aligned} \quad (1)$$

где  $0 \leq X \leq X_m$ ,  $0 \leq Y \leq Y_m$ ,  $0 \leq Z \leq Z_m$  лежат внутри объема  $V=X_mY_mZ_m$ .

Следует при этом заметить, что включение смешанных величин в соотношение (1) важно, поскольку гарантирует независимость от вращений координатных осей.

При этом общее количество жидкости (или воздуха)  $R$  и трассера  $M_0$  имеет вид

$$\begin{aligned} R &= \iiint_V \rho(X, Y, Z) dXdYdZ \\ M_0 &= \iiint_V f(X, Y, Z) \rho(X, Y, Z) dXdYdZ . \end{aligned} \quad (2)$$

Предполагается, что величина  $\rho(X, Y, Z)$  сохраняет структуру распределения внутри рассматриваемого объема  $V$ . Таким образом, можно записать

$$R = \rho V.$$

В процессе рассмотрения будем считать, что всюду внутри объема  $V$   $\rho = \text{const}$ .

Алгоритм расчета адвекции на одном шаге включает в себя следующие этапы:

- разбиение ячейки сетки на две (или более) прямоугольные подъячейки;
- объем (масса) каждой подъячейки соответствует части исходной ячейки, которая или попадает в другую ячейку, или остается в исходной;

– каждая подъячейка сохраняет исходные полиномиальные (второго порядка) распределение трассера  $f(X, Y, Z)$ , но будет иметь новые локальные моменты по отношению к их центру масс;

– затем перенесенные подъячейки собираются в новой ячейке, внутри которой определяется новое распределение трассера  $f(X, Y, Z)$  через моменты для подъячеек.

При этом численная схема сохраняет общее количество трассера ( $a_0$ ), три первых момента в его распределении, а также все вторые моменты. Сохранение вторых моментов обеспечивает все преимущества базисного (“upstream”) метода:

- устойчивость при больших шагах;
- исключение отрицательных значений рассчитываемых концентраций примеси;
- регулировку сетки по мере счета;
- удобство интегрирования трассера внутри каждой индивидуальной ячейки.

Функцию  $f$ , имеющую вид (1), представим в общем виде, как разложение по ортогональным полиномам внутри объема  $V$ :

$$\begin{aligned} f(x,y,z) = & m_0 K_0 + m_x K_x + m_{xx} K_{xx} + m_y K_y + m_{yy} K_{yy} + m_z K_z + m_{zz} K_{zz} + \\ & + m_{xy} K_{xy} + m_{yz} K_{yz} + m_{xz} K_{xz}, \end{aligned} \tag{3}$$

$5 \times 10^{-11}$  где  $m_i$  – коэффициенты моментов и  $K_i(X, Y, Z)$  – ортогональные функции, удовлетворяющие условию:

$$\int K_i K_j dV = 0 \quad (i \neq j). \tag{4}$$

Запишем вид этих полиномов с рациональными коэффициентами:

$$\begin{aligned}
K_0 &= 1 \\
K_x(x) &= x - X/2 \\
K_{xx}(x) &= x^2 - Xx + X^2/6 \\
K_y(y) &= y - Y/2 \\
K_{yy}(y) &= y^2 - Yy + Y^2/6 \\
K_z(z) &= z - Z/2 \\
K_{zz}(z) &= z^2 - Zz + Z^2/6 \\
K_{xy}(x,y) &= (x - X/2)(y - Y/2) \\
K_{yz}(y,z) &= (y - Y/2)(z - Z/2) \\
K_{xz}(x,z) &= (x - X/2)(z - Z/2)
\end{aligned} \tag{5}$$

с соответствующими нормализующими факторами:

$$\begin{aligned}
\int K_x^2 dV &= V X^2 / 12 \\
\int K_{xx}^2 dV &= V X^4 / 180 \\
\int K_y^2 dV &= V Y^2 / 12 \tag{6} \\
\int K_{yy}^2 dV &= V Y^4 / 180 \\
\int K_{xy}^2 dV &= V X^2 Y^2 / 144
\end{aligned}$$

После этого можно определить соответствующие моменты:

$$\begin{aligned}
S_0 &= \int dV f(x,y,z) K_0 = m_0 V \\
S_x &= (6/X) \int dV f(x,y,z) K_x(x) = m_x V X / 2 \\
S_{xx} &= (30/X^2) \int dV f(x,y,z) K_{xx}(x) = m_{xx} V X^2 / 6 \\
S_y &= (6/Y) \int dV f(x,y,z) K_y(y) = m_y V Y / 2 \\
S_{yy} &= (30/Y^2) \int dV f(x,y,z) K_{yy}(y) = m_{yy} V Y^2 / 6 \\
S_{xy} &= (36/XY) \int dV f(x,y,z) K_{xy}(x,y) = m_{xy} V X Y / 4.
\end{aligned} \tag{7}$$

Коэффициенты разложения  $f$ , использованные в (5), являются линейной комбинацией коэффициентов моментов:

$$\begin{aligned}
a_{xx} &= m_{xx} & a_{yy} &= m_{yy} & a_{zz} &= m_{zz} \\
a_{xy} &= m_{xy} & a_{yz} &= m_{yz} & a_{xz} &= m_{xz} \\
a_x &= m_x - m_{xx}X - m_{xy}Y/2 - m_{xz}Z/2 \\
a_y &= m_y - m_{yy}X - m_{xy}Y/2 - m_{yz}Z/2 \\
a_z &= m_z - m_{zz}X - m_{xz}Y/2 - m_{yz}Y/2 \\
a_0 &= m_0 - m_x X / 2 - m_y Y / 2 - m_z Z / 2 + m_{xx} X^2 / 6 + m_{yy} Y^2 / 6 + m_{zz} Z^2 / 6 + \\
&\quad + m_{xy} X Y / 4 + m_{yz} Y Z / 4 + m_{xz} X Z / 4.
\end{aligned} \tag{8}$$

Рассматривая для примера проблему адвективного переноса в одном измерении, мы потребуем, чтобы правая часть ячейки, определяемая как:

$$X - ct \leq x \leq X \quad 0 \leq y \leq Y \quad 0 \leq z \leq Z, \tag{9}$$

была удалена из текущей ячейки и добавлена к правой ячейке (здесь  $c$  – скорость,  $t$  – временной шаг).

Первый шаг процедуры по расчету переноса моментов первого порядка реализуется, когда моменты первичной ячейки  $S_i$  разлагаются на моменты подъячейки, которая должна быть перенесена, и те, которые остаются в объеме

$$0 \leq x \leq X - ct \quad 0 \leq y \leq Y \quad 0 \leq z \leq Z. \quad (10)$$

Новые моменты и их коэффициенты (здесь и далее R и L – правый и левый соответственно)  $m_i^R$  и  $m_i^L$  определяются в терминах новых ортогональных функций  $K_i^R$   $K_i^L$ , которые определяются внутри нового локального объема  $V^R = ctYZ$  и  $V^L = (X - ct)YZ$ .

$$\begin{aligned} K_0^L &= K_0^R = 1 \\ K_x^L &= x - (X - ct)/2 \quad K_x^R = x - (2X - ct)/2 \\ K_{xx}^L &= x^2 - (X - ct)/x + (X - ct)^2/6 \\ K_{xx}^R &= x^2 - (2X - ct)/x + (X - ct)X + (ct)^2/6 \\ K_y^L &= K_y^R = y - Y/2 \\ K_{yy}^L &= K_{yy}^R = y^2 - Yy - Y^2/6 \\ K_{xy}^L &= [x - (X - ct)/2](y - Y/2) \\ K_{xy}^R &= [x - (2X - ct)/2](y - Y/2). \end{aligned} \quad (11)$$

Новые локальные коэффициенты моментов могут быть определены алгебраическим путем:

$$\begin{aligned} m_0^R &= m_0 + \bar{K}_x^R m_x + \bar{K} m_x + \bar{K}_{xx}^R m_{xx} \\ m_x^R &= m_x + 2 \bar{K}_x^R m_{xx} \\ m_{xx}^R &= m_{xx} \\ m_y^R &= m_x + \bar{K}_x^R m_{xy} \\ m_{yy}^R &= m_{yy} \\ m_{xy}^R &= m_{xy}, \end{aligned} \quad (12)$$

где  $\bar{K}$  – среднее значение исходных ортогональных полиномов для нового подинтервала:

$$\begin{aligned}\bar{K}_x^L &= -ct/2 & \bar{K}_x^R &= (X - ct)/2 \\ \bar{K}_{xx}^L &= ct(2ct - X)/6 & \bar{K}_{xx}^R &= (X - ct)(X - 2ct)/6.\end{aligned}\tag{13}$$

Моменты  $S_i$  внутри перенесенного подынтервала

$$\alpha = \alpha^R = ct/X = V^R/V\tag{14}$$

определяются следующим образом:

$$\begin{aligned}S_0^R &= \alpha [S_0 + (1 - \alpha)S_x + (1 - \alpha)(1 - 2\alpha)S_{xx}] \\ S_x^R &= \alpha^2 [S_x + 3(1 - \alpha)S_{xx}] \\ S_{xx}^R &= \alpha^3 S_{xx} \\ S_y^R &= \alpha [S_y + (1 - \alpha)S_{xy}] \\ S_{yy}^R &= \alpha S_{yy} \\ S_{xy}^R &= \alpha^2 S_{xy}.\end{aligned}\tag{15}$$

Моменты, в соответствии с выражением (14), для остающейся слева порции ячейки сетки вычисляются по формулам (с индексами  $L$ ), записанным в соотношении (15):

$$\begin{aligned}S_0^L &= (1 - \alpha)[S_0 - \alpha S_x - \alpha(1 - 2\alpha)S_{xx}] \\ S_x^L &= (1 - \alpha)^2(S_x - 3\alpha S_{xx}) \\ S_{xx}^L &= (1 - \alpha)^3 S_{xx} \\ S_y^L &= (1 - \alpha)(S_y - \alpha S_{xy}) \\ S_{yy}^L &= (1 - \alpha) S_{yy} \\ S_{xy}^L &= (1 - \alpha)^2 S_{xy}.\end{aligned}\tag{16}$$

Таким образом, исходная сетка ячеек разделяется на прямоугольные подынтервалы, которые имеют локальные моменты, соответствующие каждому подынтервалу, а не исходной ячейке. Заключительный шаг при расчете адвективного переноса включает добавление моментов из двух дополняющих друг друга ячеек в новую ячейку сетки. Результирующие моменты могут быть выражены следующим образом:

$$\begin{aligned}
S_0 &= S_0^R + S_0^L \\
S_x &= \alpha S_x^R + (1 - \alpha) S_x^L + 3[(1 - \alpha) S_0^R - \alpha S_0^L] \\
S_{xx} &= \alpha^2 S_{xx}^R + (1 - \alpha)^2 S_{xx}^L + 5\{\alpha(1 - \alpha)(S_x^R - S_x^L) + \\
&\quad + (1 - 2\alpha)[(1 - \alpha)S_0^R - \alpha S_0^L]\} \quad (17)
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
S_y &= S_y^R + S_y^L \\
S_{yy} &= S_{yy}^R + S_{yy}^L \\
S_{xy} &= \alpha S_{xy}^R + (1 - \alpha) S_{xy}^L + 3[(1 - \alpha) S_y^R - \alpha S_y^L],
\end{aligned}$$

где

$$\alpha = \alpha^R = V^R / (V^R + V^L). \quad (18)$$

Разделение исходного объема на подмоменты в соответствии с (15) и (16) с последующим переопределением исходного объема в соответствии с (17) приводит к сохранению исходных моментов.

Таким образом, было показано на примере одномерного рассмотрения, как разделить исходные ячейки и их моменты, перенести их в направлении потока и затем восстановить их в новой ячейке с новыми моментами. Необходимые граничные условия должны быть сформулированы в терминах отношения смеси какой-либо химической компоненты на границах втекания (вытекания). Общее число соответствующих моментов равно трем для одномерного случая, шести – для двумерной модели и десяти – для трехмерного случая. Описанный метод не требует специальной предыстории для трассера и может быть использован, если заданы начальные распределения примеси. В то же время все моменты должны быть инициализированы перед тем, как начать вычисления. Следует отметить также, что данный метод относится к явным методам при интегрировании уравнения переноса по времени. Данный метод был реализован для решения трехмерного уравнения переноса (2) для составляющих химических «семейств» и газов-источников. Поскольку поле скорости в модели общей циркуляции рассчитывается при условии обращения в нуль дивергенции скорости, форма уравнения переноса имела бездивергентный вид. Было проведено тестирование блока переноса при различных полях скорости ветра.