

УДК 551.510.41:551.524.7

ИССЛЕДОВАНИЕ ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТИ СОСТАВА И ТЕМПЕРАТУРЫ СТРАТОСФЕРЫ К ВЫЗВАННОЙ 11-ЛЕТНИМ ЦИКЛОМ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ ИЗМЕНЧИВОСТИ СПЕКТРАЛЬНЫХ ПОТОКОВ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ

© 2016 г. С. П. Смышляев*, В. Я. Галин**, П. А. Блакитная*, А. К. Лемищенко*

*Российский государственный гидрометеорологический университет
195196 Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., 98

E-mail: smyshl@rshu.ru

**Институт вычислительной математики РАН

119991 Москва, ул. Губкина, 8

E-mail: galin@inm.ras.ru

Поступила в редакцию 26.11.2014 г., после доработки 22.01.2015 г.

Химико-климатическая модель нижней и средней атмосферы используется для исследования чувствительности газового состава и температуры атмосферы к изменению спектральных потоков радиации в одиннадцатилетнем цикле солнечной активности на основании данных спутниковых измерений в первом десятилетии XXI века. Результаты модельных расчетов показали, что, помимо увеличения спектрального потока в полосах поглощения молекулярного кислорода, ведущего к росту содержания озона, значимыми для состава и температуры атмосферы являются и изменения потока на больших длинах волн. Изменения скоростей разрушения озона в разных каталитических циклах частично компенсируют друг друга, при этом увеличение скорости разрушения происходит в реакции с атомарным кислородом и в азотном цикле, а уменьшение — в водородном и хлорном циклах.

Ключевые слова: состав атмосферы, температура, солнечная активность, численное моделирование, спектральная изменчивость.

DOI: 10.7868/S0002351515060115

ВВЕДЕНИЕ

Изменение потока приходящей солнечной радиации является одним из основных природных факторов, определяющих вариации погоды [1–3]. Помимо суточных и сезонных изменений солнечной радиации существуют длиннопериодные изменения, имеющие потенциал воздействия на климат [4, 5]. Одним из наиболее важных длиннопериодных циклов изменения потока солнечной радиации является 11-летний цикл солнечной активности [1, 6–8]. Изменение интегрального потока приходящей солнечной радиации в 11-летнем цикле составляет около 0.1%, однако изменения потока в ультрафиолетовой области солнечного спектра могут достигать десятков процентов [8–11]. Они могут влиять на фотохимические процессы, определяющие газовый состав атмосферы, особенно в стратосфере и мезосфере [12–14]. Кроме того, значительные вариации энергии в ультрафиолетовой области могут влиять на радиационный режим, температуру и, следовательно, циркуляцию средней атмосферы как непосредственно,

так и за счет изменения содержания озона и других радиационно-активных газов [15–21].

Изучению влияния 11-летнего цикла солнечной активности на состав и термическую структуру атмосферы посвящено множество экспериментальных и теоретических исследований, достаточно подробные обзоры которых приведены в [22, 23]. Вместе с тем, результаты недавних измерений потоков солнечной радиации в ультрафиолетовом (УФ) и видимом спектральных диапазонах, с помощью приборов SOLSTICE с борта спутника SORCE [24] показали значительно большие изменения потока от максимума к минимуму солнечной активности [25], чем полагалось ранее на основании визуальных наблюдений, нашедших применение в регулярно используемых для оценки спектральной изменчивости потоков солнечной радиации данных Naval Research Laboratory (NRL) [8, 9]. Изменение потока УФ солнечной радиации от максимума к минимуму солнечной активности по данным SORCE значительно больше, чем по данным NRL. При этом

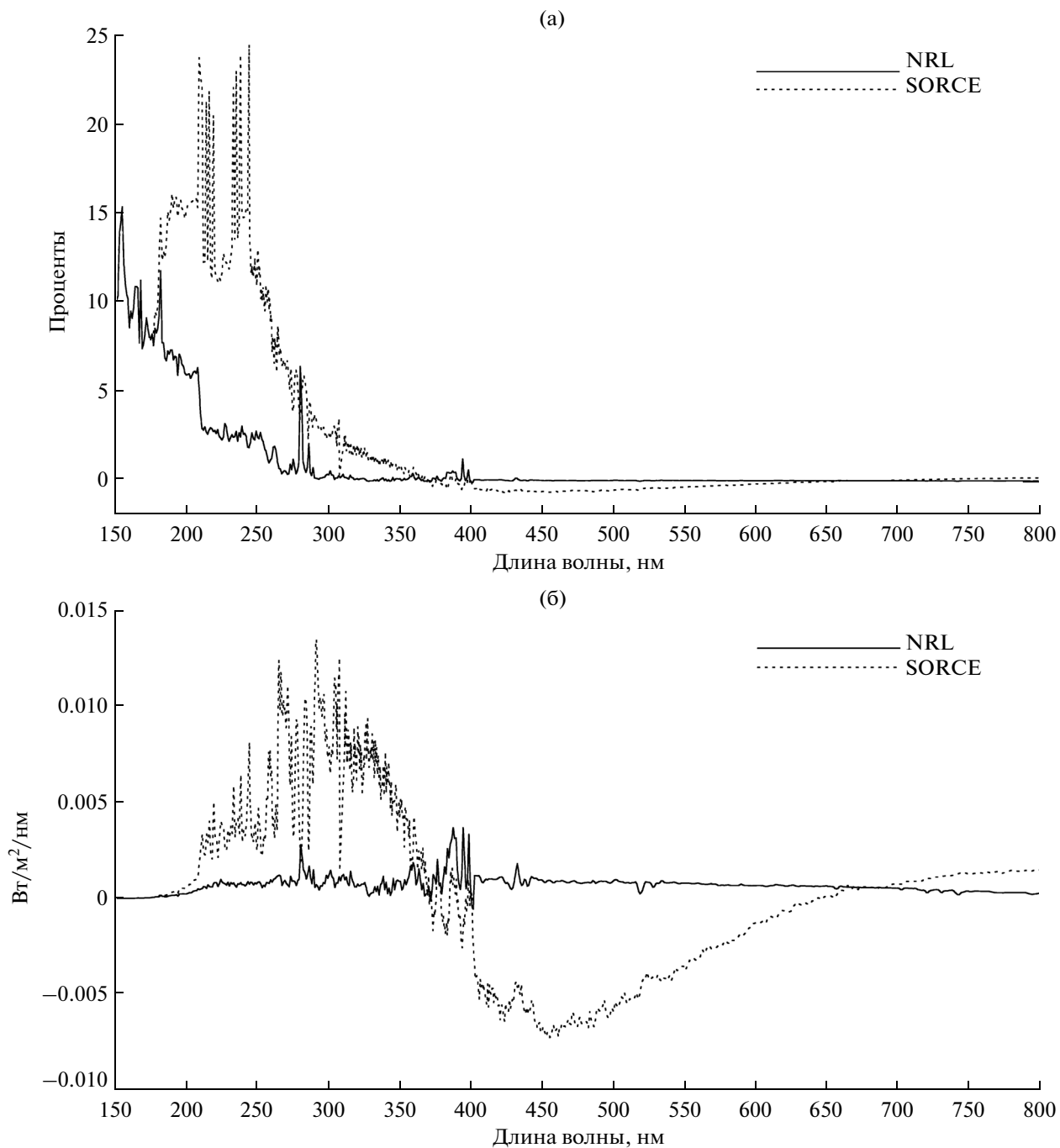


Рис. 1. Изменение спектральных потоков солнечной радиации при изменении уровня солнечной активности от максимума в 2002 г. к минимуму в 2009 г., в относительных (а) и абсолютных (б) единицах по данным NRL (сплошные кривые) и SORCE (пунктир).

изменения в видимой области по данным SORCE были противоположными изменениям в УФ-области, т.е. в видимом диапазоне наблюдалось увеличение потока при уменьшении уровня солнечной активности (рис. 1а). Это принципиально меняет общепринятые представления о спектральной изменчивости солнечных потоков при изменении солнечной активности от минимума

к максимуму, сложившиеся на основании данных NRL [8, 9].

Рисунок 1б показывает, что изменение энергии в УФ и видимом спектральных диапазонах по данным SORCE имеют один порядок и, таким образом, в значительной степени компенсируют друг друга в изменении солнечной постоянной. Большее (по сравнению с данными NRL) измене-

ние токов солнечной радиации в УФ-диапазоне, с одной стороны, может привести к более выраженному воздействию на фотохимические процессы и более быстрому изменению функции нагрева стратосферы за счет поглощения УФ-радиации озоном [26]. С другой стороны, противоположное изменение потока видимой солнечной радиации может влиять на изменение нагрева атмосферы в тропосфере и нижней стратосфере. При этом могут возникнуть обратные связи между изменениями содержания озона, температурой и атмосферной циркуляцией [20].

Чтобы понять, к каким последствиям в атмосферных физических и химических процессах может привести изменчивость потоков солнечной радиации в 11-летнем солнечном цикле, согласно в данным SORCE и какую роль могут играть обратные связи, необходимы модельные расчеты со сравнением их результатов с измерениями. Ряд таких исследований был выполнен в последние годы, и результаты некоторых из них противоречивы в плане значимости амплитуды изменений спектральных потоков солнечной радиации для вариаций состава и термической структуры атмосферы [27–30]. Кроме того, в нескольких работах показано, что влияние колебаний спектральных потоков солнечной радиации на состав атмосферы сильно изменяется с высотой и даже может менять знак [31, 82]. Расчеты изменения скорости нагрева и температуры атмосферы также сильно зависят от используемых данных NRL и SORCE [31, 32]. Сравнение результатов наблюдений изменений состава и температуры атмосферы в разных циклах солнечной активности также выявляет отличия солнечных эффектов в XX в. и в последнем цикле солнечной активности [32, 34, 35].

Неоднозначность полученных оценок делает актуальным исследование чувствительности состава атмосферы и ее температуры к изменчивости потоков солнечной радиации в различных спектральных интервалах. В настоящей работе изучается реакция состава и термической структуры атмосферы на изменения потоков солнечной радиации в нескольких спектральных диапазонах УФ и видимой областей в пределах, следующих из данных NRL и SORCE, с целью оценки значимости вариаций потоков из разных спектральных интервалов для физических и химических процессов в атмосфере.

МЕТОДОЛОГИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследование чувствительности газового состава и температуры атмосферы к изменчивости потоков солнечной радиации проводилось для четырех спектральных интервалов: 200–245 нм, 245–305 нм, 305–350 нм и 350–700 нм. В первом интервале находятся полосы поглощения молекулярного кислорода и фреонов [36], и поглощение ими солнечной радиации, с одной стороны,

приводит к фотодиссоциации O_2 с образованием атомарного кислорода и последующей его рекомбинацией с образованием озона, а с другой стороны, способствует высвобождению активных молекул хлора и брома с последующим разрушением озона в галогенных каталитических циклах [26]. Во втором спектральном диапазоне находятся полосы поглощения азот-, водород-, хлор- и бромсодержащих газов, перераспределение которых может повлиять на процессы каталитического разрушения озона [29]. Третий спектральный диапазон находится в области локального уменьшения сечений поглощения озона, но содержит важные для состава атмосферы полосы поглощения HNO_3 , H_2O_2 , HO_2NO_2 , CH_3OOH , H_2CO , Cl_2O_2 [26]. Четвертый спектральный диапазон относится к видимой области, где находится максимум полос поглощения озона, а также существенны полосы поглощения NO_3 , N_2O_5 , H_2O_2 , $ClONO_2$. Во всех этих спектральных диапазонах в разной степени происходит нагрев атмосферы, влияющий на ее температуру и циркуляцию [26].

Для исследования чувствительности нижней и средней атмосферы к изменчивости солнечных потоков в выбранных спектральных диапазонах проводились численные эксперименты с химико-климатической моделью (ХКМ) тропосферы и стратосферы. Использование ХКМ для решения данной задачи является целесообразным в связи с тем, что она позволяет рассмотреть влияние изменчивости спектральных потоков солнечной радиации как на химические, так и на физические процессы в атмосфере с учетом их взаимодействия. В настоящем исследовании использовалась ХКМ Института вычислительной математики (ИВМ) РАН и Российского государственного гидрометеорологического университета (РГГМУ) [37], которая ранее успешно применялась для решения задач, связанных с взаимодействием физических и химических процессов в атмосфере [19–20, 38–40].

ХКМ ИВМ–РГГМУ представляет собой объединение в единый программный блок модели общей циркуляции атмосферы (МОЦА) ИВМ РАН и модели газового состава атмосферы (МГС) РГГМУ. При этом на каждом модельном временном шаге в МГС используются поля ветра и температуры, рассчитанные в МОЦА. С другой стороны, в МОЦА для расчета радиационного нагрева атмосферы, который определяет изменчивость как температуры, так и динамики атмосферы, используются концентрации озона и других радиационно-активных газов атмосферы, рассчитанные в МГС на том же временном шаге. Таким образом, в ХКМ возможен учет обратных связей между изменениями содержания озона и других радиационно-активных газов, температуры и динамических характеристик атмосферы.

Глобальная ХКМ ИВМ–РГГМУ охватывает высотный диапазон 0–90 км, учитывает изменчивость 74 малых газов атмосферы, взаимодействующих в 174 химических реакциях и 46 реакциях фотодиссоциации, и позволяет рассчитывать поля температуры, ветра и влажности с учетом их обратных связей с составом атмосферы. Влияние изменчивости спектральных потоков солнечной радиации на химию атмосферы осуществляется через расчет скоростей фотодиссоциации [41], а на температуру и динамику атмосферы посредством расчета нагрева атмосферы при поглощении и рассеянии солнечной радиации атмосферными газами и аэрозолями [42].

Для определения чувствительности состава и температуры атмосферы к изменениям потоков солнечной радиации в выбранных спектральных диапазонах была проведена серия модельных экспериментов по нескольким сценариям (таблица), которые различаются значениями внеатмосферных потоков солнечной радиации в отдельных спектральных диапазонах (сценарии 1–4), или во всей рассматриваемой спектральной области (сценарий 5). Значения внеатмосферных потоков для каждого сценария были фиксированными в течение всего модельного периода. Они задавались на уровне 2009 г., соответствующего минимуму солнечной активности, в сценарии 0, и на уровне 2002 г., соответствующего максимуму солнечной активности в сценариях 1–5 на основании данных NRL и SORCE, заимствованных из базы данных LISIRD [43]. При этом в данные SORCE, начинающиеся с 2003 г., вводилась поправка на 2002 г., пропорциональная изменению данных NRL между 2002 и 2003 гг. Модельные расчеты выполнялись в трех вариантах: при совместном влиянии изменения потоков радиации на химию и динамику атмосферы с учетом обратных связей (эксперимент 1), без учета обратных связей при раздельном влиянии на динамику (эксперимент 2) и химические процессы (эксперимент 3).

Модельные эксперименты выполнялись на период с 2000 по 2015 гг. Изменения потоков газов с подстилающей поверхности, содержания аэрозоля, температуры поверхности океана и площади покрытия льдом задавались на основании сценариев Всемирной метеорологической организации, используемых при оценках изменения озонового слоя Земли [44]. Результаты расчетов по сценариям 1–5 сравнивались с результатами для базового сценария (эксперимент 0). Анализ выполнялся по средним за пять последних модельных лет (2011–2015 гг.) значениям, осредненным по широтному поясу от 60° S до 60° N. Основное внимание обращалось на высотные особенности исследуемых эффектов, для чего рассчитывались средние высотные профили изменения содержания атмосферных газов и температуры.

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛЬНЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

На рис. 2 и 3 приведены результаты, полученные в эксперименте 1 относительно результатов эксперимента 0. Исследовалась чувствительность атмосферных характеристик к изменению спектральных потоков с учетом одновременного его влияния на физические и химические процессы, принимая во внимание обратные связи между процессами. Изменение потока во всем спектральном диапазоне имеет результатом увеличение содержания озона с максимумом в районе 30–35 км (сплошные кривые на рис. 2а, 3а). Основным фактором увеличения является рост скорости фотодиссоциации молекулярного кислорода в первом спектральном диапазоне (200–245 нм). Увеличение потока солнечной радиации во втором спектральном диапазоне (245–305 нм) способствует уменьшению концентрации озона, максимальному в окрестности высоты 40 км. Причины этого неочевидны и могут быть обусловлены воздействием как на фотохимию, так и на динамику атмосферы. Для оценки роли этих процессов выполнены эксперименты 2 и 3, результаты которых обсуждаются ниже.

Изменения концентрации озона за счет вариаций потоков в 3-м и 4-м спектральных интервалах незначительны, что может быть связано с малым относительным изменением потоков в этих интервалах (рис. 1). Качественный характер реакции озона на увеличение потоков солнечной радиации при использовании данных SORCE (рис. 2) и NRL (рис. 3) одинаков, но количественный эффект для данных SORCE существенно больше из-за большей амплитуды вариаций потоков.

Для гидроксильного радикала OH суммарный эффект увеличения потоков солнечной радиации (сплошные кривые на рис. 2б, 3б) также положительный, но максимальный эффект отмечается на высотах 40–60 км в верхней стратосфере и нижней мезосфере. Основной эффект обусловлен увеличением потоков в первом и втором спектральных диапазонах. Аналогично озону изменение OH при использовании данных SORCE больше, чем при использовании данных NRL.

Вертикальная структура изменчивости HNO₃ более сложная (рис. 2б, 3б). Изменение HNO₃ в суммарных сценариях (сплошные кривые) имеют два максимума – на высотах около 20 км и 40–45 км. При этом положительный отклик в нижней стратосфере отмечается для всех спектральных диапазонов, кроме первого, а максимум изменения HNO₃ в верхней стратосфере формируется как баланс эффектов увеличения концентрации HNO₃ за счет второго и третьего спектральных диапазонов и эффекта уменьшения ее концентрации за счет первого диапазона. При этом возникают качественные различия между результатами, полученными по данным SORCE и NRL. Максимум изменений HNO₃

Сценарии модельных численных экспериментов. В нумерации N соответствует данным NRL, S – данным SORCE

| Эксперимент | | | Источник изменения | | Влияние на | |
|-------------|----------|----------------------|--------------------|-------|------------|-------|
| Номер | Сценарий | Спектр. диапазон, нм | NRL | SORCE | радиацию | химию |
| 0 | 0 | 200–700 | | | | |
| | 1 | 200–245 | + | | + | + |
| | 2 | 245–305 | + | | + | + |
| | 3 | 305–350 | + | | + | + |
| | 4 | 350–700 | + | | + | + |
| | 5 | 200–700 | + | | + | + |
| | 1 | 200–245 | + | | + | |
| | 2 | 245–305 | + | | + | |
| | 3 | 305–350 | + | | + | |
| | 4 | 350–700 | + | | + | |
| | 5 | 200–700 | + | | + | |
| | 1 | 200–245 | + | | | + |
| | 2 | 245–305 | + | | | + |
| | 3 | 305–350 | + | | | + |
| | 4 | 350–700 | + | | | + |
| | 5 | 200–700 | + | | | + |
| | 1 | 200–245 | | + | + | + |
| | 2 | 245–305 | | + | + | + |
| | 3 | 305–350 | | + | + | + |
| | 4 | 350–700 | | + | + | + |
| | 5 | 200–700 | | + | + | + |
| | 1 | 200–245 | | + | + | |
| | 2 | 245–305 | | + | + | |
| | 3 | 305–350 | | + | + | |
| | 4 | 350–700 | | + | + | |
| | 5 | 200–700 | | + | + | |
| | 1 | 200–245 | | + | | + |
| | 2 | 245–305 | | + | | + |
| | 3 | 305–350 | | + | | + |
| | 4 | 350–700 | | + | | + |
| | 5 | 200–700 | | + | | + |

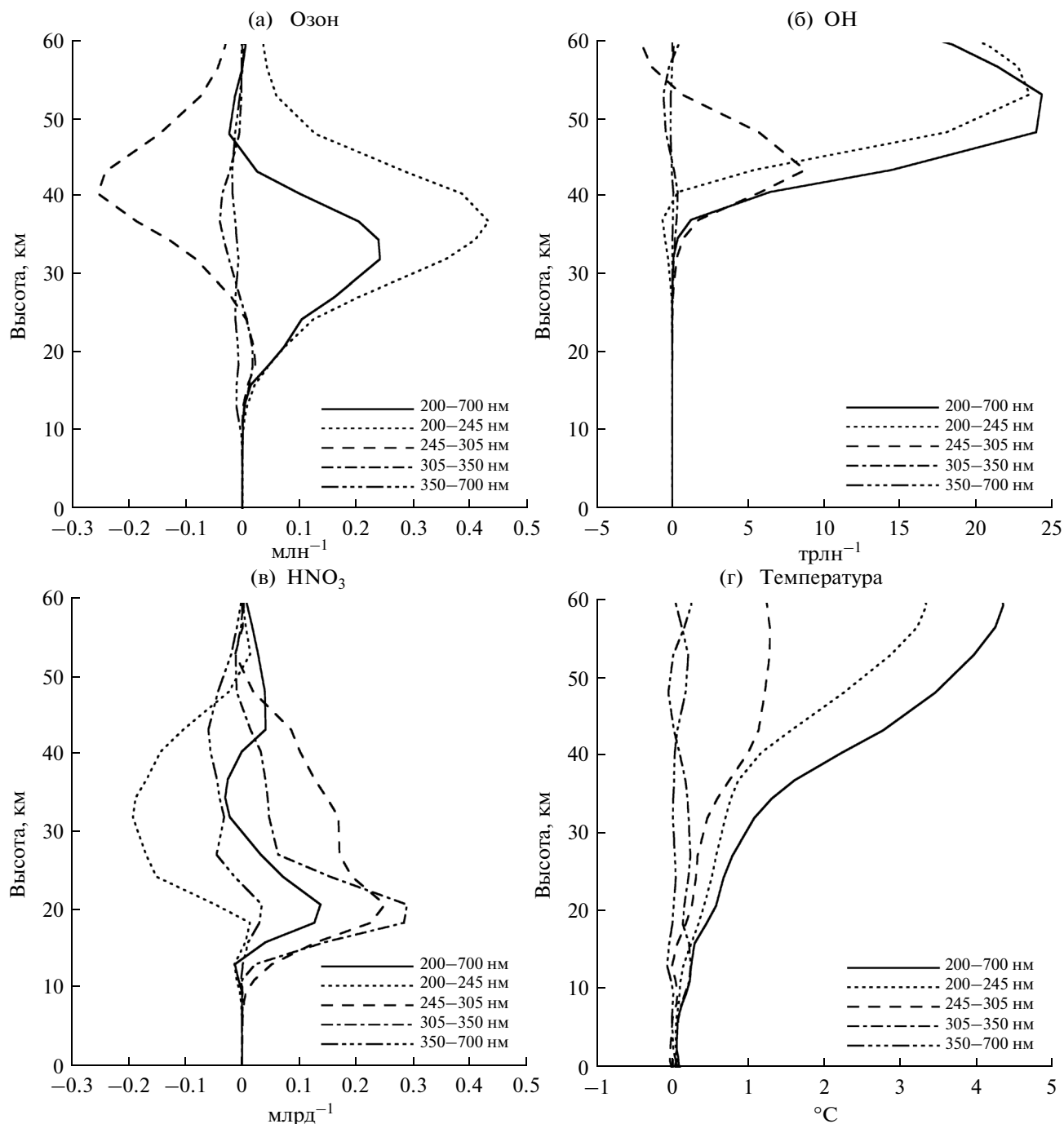


Рис. 2. Изменение содержания O_3 (а), OH (б), HNO_3 (в) и температуры (г) как функция высоты при изменении потоков солнечной радиации в различных спектральных диапазонах, соответствующих изменению уровня солнечной активности от фазы минимума к фазе максимума в соответствии с данными SORCE по результатам численного эксперимента 1 с учетом воздействия на фотохимические и радиационные процессы.

в верхней стратосфере хорошо выражен только для данных SORCE, а в нижней стратосфере суммарный по всем спектральным диапазонам эффект для данных NRL даже больше, чем для данных SORCE.

Изменение температуры в основном обусловлено изменением потоков в спектральных диа-

пазонах 1 и 2 (рис. 2г, 3г). Влияние диапазонов 3 и 4 незначительно, несмотря на существенное уменьшение потоков в этой спектральной области (рис. 1б). Увеличение изменения температуры с высотой вызвано большей величиной солнечных потоков в верхней стратосфере и мезосфере. Основную роль в изменении температуры играет первый

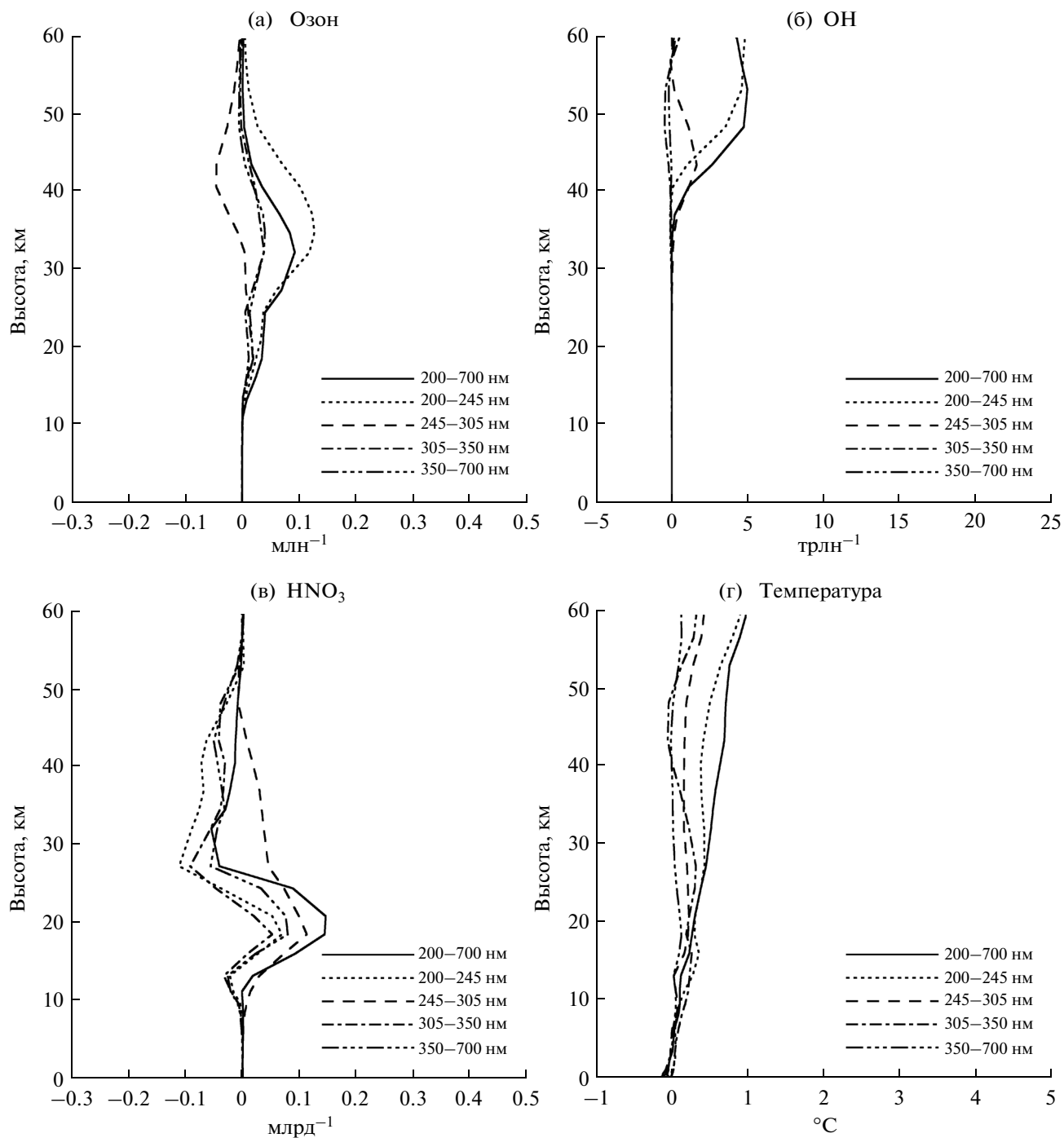


Рис. 3. Аналогично рис. 2, но в соответствии с данными NRL.

спектральный интервал (рис. 2г, 3г). Меньший вклад обеспечивает второй интервал, а роль остальных интервалов незначительна.

Во втором эксперименте (рис. 4, 5) рассматривалось влияние изменчивости потоков солнечной радиации только на нагрев и динамику атмосферы. Основной эффект в озоне — уменьшение его концентрации, максимальное в окрестности вы-

соты 40 км при использовании данных SORCE. При этом основную роль играет второй спектральный диапазон и в меньшей степени — первый диапазон. Третий диапазон, наоборот, на тех же высотах способствует небольшому увеличению концентрации озона. В связи с тем, что в эксперименте 2 не учитывается влияние изменения солнечных потоков на скорости фотолиза, уменьшение концен-

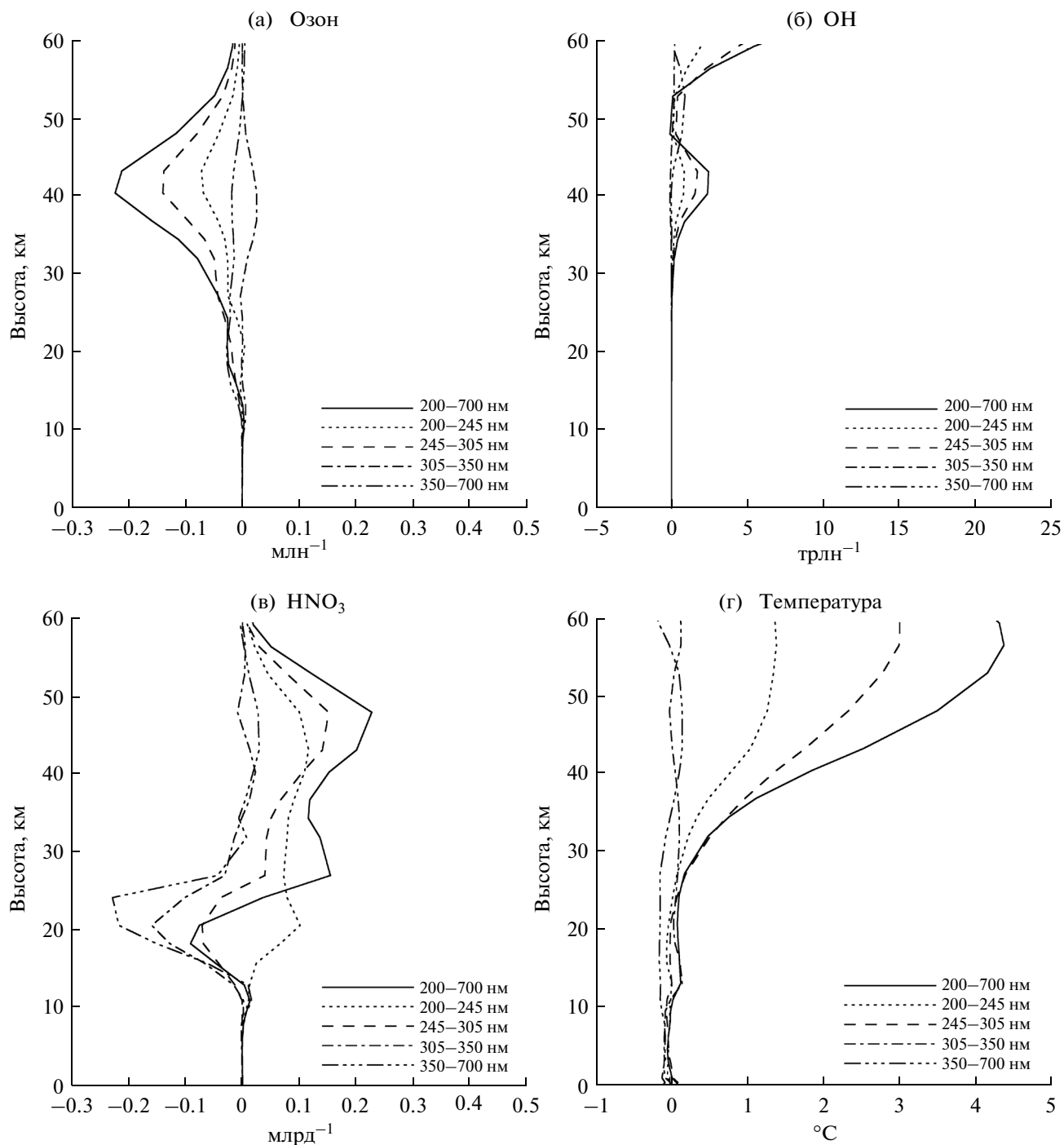


Рис. 4. Аналогично рис. 2, но по результатам численного эксперимента 2 с учетом воздействия только на радиационные процессы.

трации озона может быть вызвано увеличением скорости разрушения озона в результате увеличения температуры (рис. 4г) или перераспределением концентраций озоноразрушающих газов вследствие изменения циркуляции атмосферы.

Рисунок 4 показывает увеличение концентраций OH и HNO₃ в верхней стратосфере при ис-

пользовании данных *SORCE*. Это может способствовать увеличению скорости разрушения озона в водородных и азотных каталитических циклах [26]. При этом с данными *NRL* существенного увеличения OH и HNO₃ в верхней стратосфере не отмечается (рис. 5). Для определения значимости вклада различных каталитических циклов в

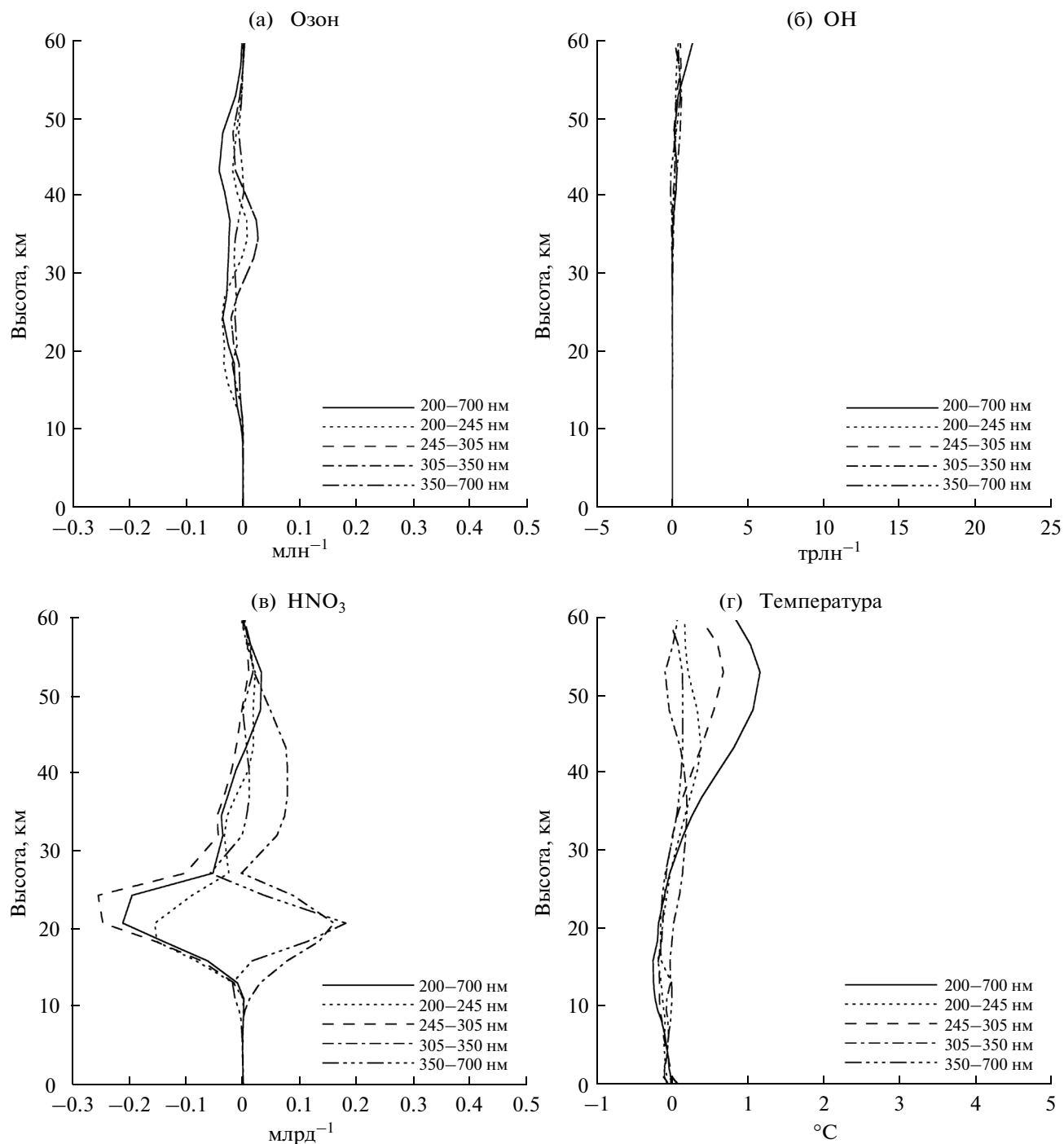


Рис. 5. Аналогично рис. 4, но в соответствии с данными NRL.

разрушение озона на рис. 6 приведены рассчитанные в базовом 0-м эксперименте времена жизни озона в различных каталитических циклах. Время жизни рассчитывалось в каждом узле модельной сетки путем деления концентрации озона на скорость его разрушения в каждом цикле. Результаты расчетов усреднялись по времени за последние

пять модельных лет (2011–2015 гг. по широте и долготе в широтном поясе от 60°S до 60°N). Рисунок 6 показывает, что в районе высоты 40 км практически одинаково важную роль в разрушении озона играют все циклы, за исключением бромного, с небольшим преобладанием азотного цикла, в котором время жизни озона минималь-

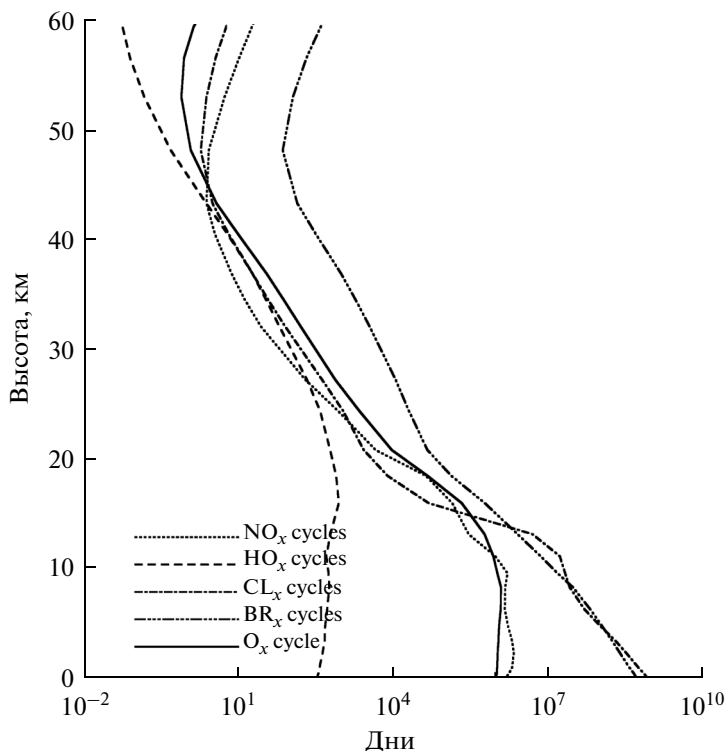


Рис. 6. Времена жизни озона в кислородном, азотном, водородном, хлорном и бромном циклах как функция высоты.

но. Таким образом, изменение скорости каталитического разрушения озона в одном или нескольких из этих циклов может быть причиной уменьшения концентрации озона в верхней стратосфере в эксперименте 2.

Для определения роли каталитических циклов разрушения озона на рис. 7 приведены изменения скорости разрушения в важнейших для верхней стратосферы циклах и скорости разрушения озона в реакции с атомарным кислородом. Изменение потоков солнечной радиации в соответствии с данными SORCE во всех рассматриваемых спектральных диапазонах (сплошные кривые) приводит к увеличению разрушения озона в реакции с атомарным кислородом и в азотном каталитическом цикле. При этом в водородном и хлорном циклах происходит уменьшение скорости разрушения озона в верхней стратосфере. Таким образом, происходит определенная компенсация изменения скоростей разрушения озона в эксперименте 2, когда рассматривается влияние солнечной активности только на радиационные процессы и динамику атмосферы. На высотах стратопазы (около 50 км) уменьшение разрушения в водородном цикле компенсируется увеличением разрушения в реакции с атомарным кислородом. На высотах около 45 км уменьшение разрушения в хлорном цикле компенсируется увеличением за счет разрушения в реакции с атомарным кисло-

родом. Лишь в окрестности высоты 40 км и чуть ниже увеличение разрушения озона в азотном цикле и в реакции с атомарным кислородом не находит компенсации в других циклах. Это и служит причиной уменьшения концентрации озона в этом высотном диапазоне на рис. 4.

В изменение скоростей разрушения озона на рис. 7 преобладающий вклад дает второй спектральный диапазон (245–305 нм), доминирующая роль которого проявилась и на рис. 4. Увеличение потока солнечной радиации в этом диапазоне приводит к максимальным изменениям температуры верхней стратосферы, в результате чего изменяются скорости реакций разрушения озона в каталитических циклах. При этом знак влияния изменений температуры на скорости реакций зависит от вида температурной зависимости, различающейся для определяющих реакций разных каталитических циклов. Для других спектральных диапазонов изменение скорости разрушения озона меньше; при этом изменение скорости разрушения в азотном и хлорном циклах для 3-го и 4-го диапазонов противоположно суммарной тенденции, однако при этом недостаточно для существенной компенсации изменений, обусловленных другими диапазонами. Это указывает на нелинейность и неаддитивность реакции состава атмосферы на изменение потоков солнечной радиации в разных спектральных диапазонах. Из-

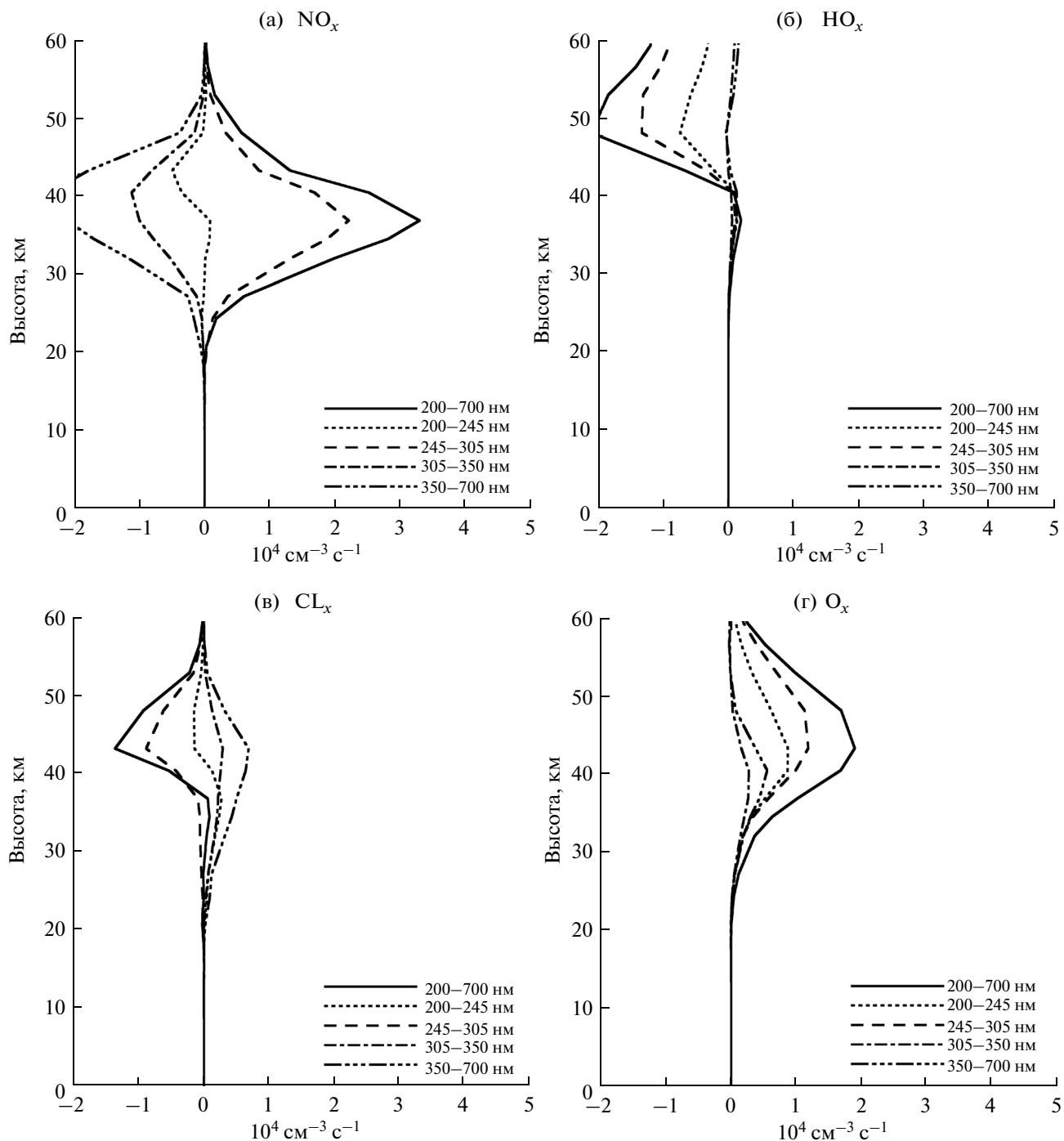


Рис. 7. Изменение скорости азотного (а), водородного (б), хлорного (в) и кислородного (г) разрушения озона при изменении потоков солнечной радиации в различных спектральных диапазонах по результатам эксперимента 2 с использованием данных SORCE.

менение температуры верхней стратосферы в эксперименте 2 с данными NRL существенно меньше, чем при использовании данных SORCE из-за меньших в этом случае амплитуд изменения потоков солнечной радиации во втором спектральном диапазоне (рис. 1). В этой связи и изменение

концентрации озона и других составляющих в верхней стратосфере в эксперименте с данными NRL (рис. 5) намного меньше, чем в эксперименте с данными SORCE.

В третьем эксперименте рассматривалось влияние изменения потоков солнечной радиации от

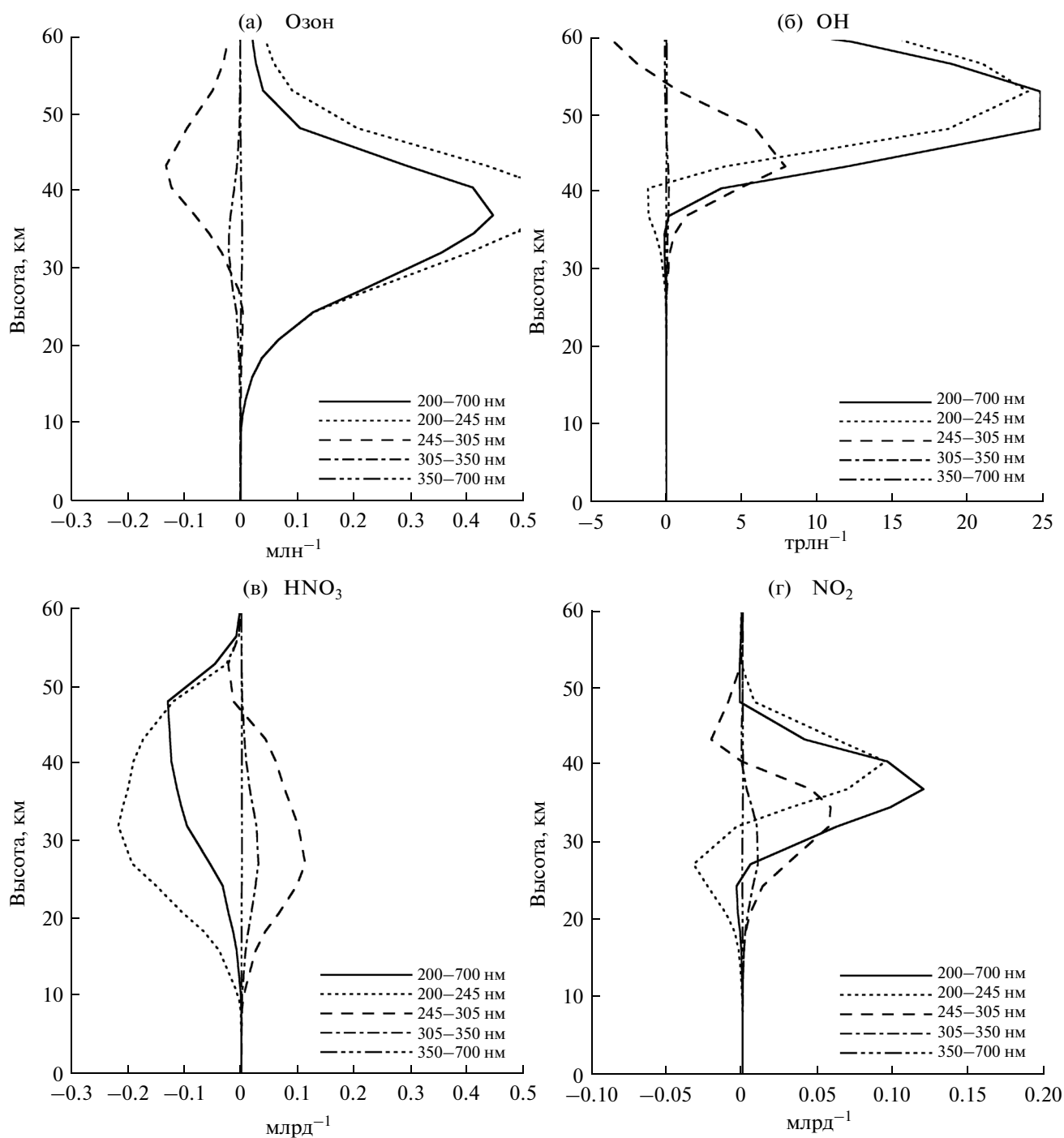


Рис. 8. Изменение содержания O_3 (а), OH (б), HNO_3 (в) и NO_2 (г) как функция высоты при изменении потоков солнечной радиации в различных спектральных диапазонах, соответствующем изменению уровня солнечной активности от фазы минимума к фазе максимума в соответствии с данными *SORCE* по результатам эксперимента 3 с учетом воздействия только на фотохимические процессы.

фазы минимума к фазе максимума солнечной активности только на фотохимические с игнорированием влияния на радиационные и динамические процессы. Сравнение результатов эксперимента 3 (рис. 8 и 9) с результатами эксперимента 1 (рис. 2 и 3) позволяет оценить, в какой степени хи-

мически обусловленные изменения ответственны за суммарные изменения. Изменения концентраций озона и OH по результатам эксперимента 3 качественно подобны изменениям в эксперименте 1, но амплитуды изменений в верхней стратосфере в интерактивном эксперименте меньше, чем в чи-

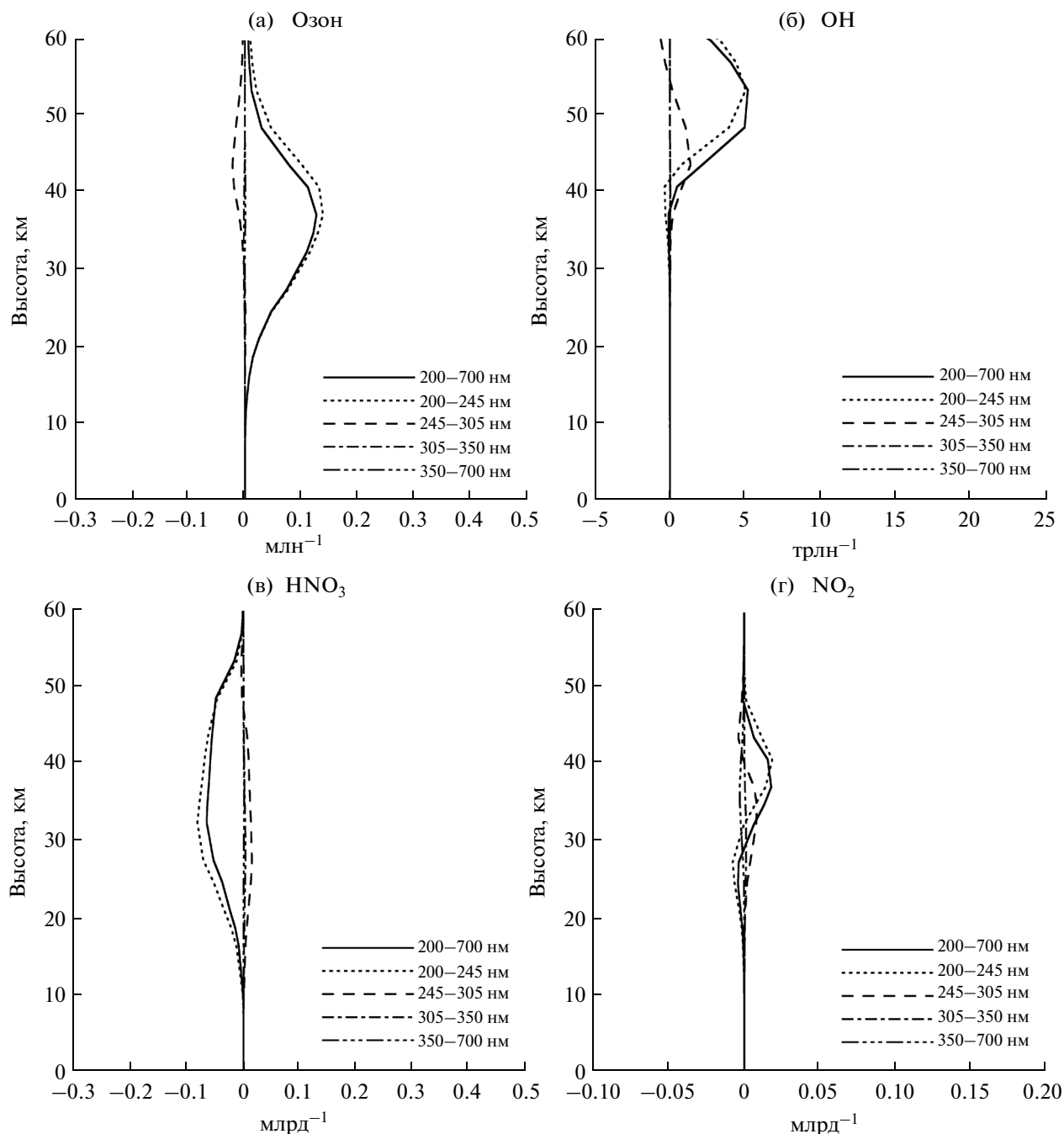


Рис. 9. Аналогично рис. 8, но в соответствии с данными NRL.

сто химическом. Для озона это можно объяснить компенсирующим влиянием при изменениях нагрева и динамики, отмеченных в эксперименте 2. Для гидроксильных радикалов OH отличие между результатами экспериментов 1 и 3 меньше чем для озона, что можно объяснить более слабой реакцией OH на изменение динамических параметров, также выявленное в эксперименте 2.

Для паров азотной кислоты в чисто химическом эксперименте 3 увеличение потоков солнечной радиации в первом спектральном диапазоне ведет к уменьшению концентрации HNO_3 во всей стратосфере, а во втором и третьем диапазонах — к ее увеличению, особенно хорошо заметным в сценариях с данными SORCE (рис. 8). Фотолиз HNO_3 происходит в интервале длин волн 200–350 нм, включающем первые три спектральных диапазона, причем

сечение поглощения HNO_3 убывает на несколько порядков от максимума в начале первого диапазона к минимуму в конце третьего диапазона [36]. Поэтому можно предположить, что уменьшение HNO_3 при увеличении потока солнечной радиации в первом спектральном диапазоне в ходе солнечного цикла может быть вызвано фотолизом HNO_3 . Эффект увеличения концентрации HNO_3 при возрастании потоков солнечной радиации во втором и третьем диапазонах может быть связан с изменением концентраций газов, способствующих образованию HNO_3 в атмосфере.

Атмосферная HNO_3 в основном образуется в реакции рекомбинации OH и NO_2 [36]. При этом, как следует из рис. 8 и 9, существенного увеличения OH в стратосфере не происходит. Для проверки гипотезы о возможной роли NO_2 на рис. 8г и 9г вместо изменения температуры, которое приводилось на рисунках, соответствующих результатам экспериментов 1 и 2 (в эксперименте 3 температура не меняется), представлено изменение концентрации NO_2 . Рисунки 8г и 9г показывают, что при увеличении потоков солнечной радиации в эксперименте 3 происходит рост стратосферной концентрации NO_2 , что в условиях малых изменений концентрации OH должно приводить к увеличению продукции HNO_3 . При этом даже при увеличении потока радиации только в первом диапазоне отмечается рост концентрации NO_2 в верхней стратосфере, несмотря на уменьшение концентрации HNO_3 .

Изменение концентраций азотсодержащих компонентов HNO_3 и NO_2 за счет изменения потока радиации в первом спектральном диапазоне в эксперименте 3 с данными NRL качественно соответствует результатам аналогичного эксперимента с данными SORCE, но меньше их по амплитуде. Влияние изменений потоков в других спектральных диапазонах на HNO_3 и NO_2 в эксперименте 3 с данными NRL мало из-за малой амплитуды вариаций потоков в данных NRL (рис. 1). Сопоставление результатов экспериментов 3 с данными NRL и SORCE показывает, что ключевым фактором увеличения содержания NO_2 в верхней стратосфере может служить увеличение содержания озона, влияющего на NO_2 через его реакцию с NO .

Для уточнения аспектов влияния вариаций уровня солнечной активности на содержание двуокси азота и в связи с тем, что наблюдаемые изменения стратосферного содержания NO_2 в 11-летнем солнечном цикле пока не нашли теоретического объяснения [45], на рис. 10 приведены изменения содержания NO_2 по результатам экспериментов 1 и 2. Анализ результатов эксперимента 1, в котором учитывалось одновременное влияние изменения потоков солнечной радиации на нагрев, динамику и фотохимию атмосферы, показывает, что увеличение содержания

NO_2 в верхней стратосфере объясняется не только увеличением содержания озона за счет фотодиссоциации молекулярного кислорода в диапазоне 200–245 нм, но также благодаря изменению потока радиации во втором спектральном диапазоне 245–305 нм, несмотря на то, что оно способствует уменьшению содержания озона. Результаты эксперимента 2, в котором учитывалось влияние изменения потока солнечной радиации только на нагрев атмосферы, показывают, что в этом случае увеличение потока во втором диапазоне 245–305 нм оказывает главное влияние на содержание NO_2 , которое при малых изменениях потоков во втором диапазоне в эксперименте 2 с данными NRL может уменьшаться (рис. 10г), а при больших изменениях потоков в эксперименте с данными SORCE — увеличиваться (рис. 10в).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе с помощью глобальной химико-климатической модели нижней и средней атмосферы выполнено исследование чувствительности газового состава и температуры атмосферы к изменению потоков солнечной радиации в разных спектральных диапазонах в 11-летнем цикле солнечной активности. Для оценки амплитуды изменения потоков использованы результаты инструментальных спутниковых измерений SORCE и композиционных данных NRL в первом десятилетии XXI в. Заключение о реакции состава и термической структуры атмосферы на изменение солнечных потоков делается по результатам нескольких сценариев численных модельных экспериментов, соответствующих первым 15 годам XXI в. Сценарии отличались амплитудами изменения потоков в разных спектральных диапазонах.

Результаты модельных расчетов показали, что помимо очевидного роста содержания озона при увеличении потока солнечной радиации в диапазоне поглощения молекулярного кислорода 200–245 нм, значимыми для изменений химического состава и температуры атмосферы являются изменения потоков и в других спектральных диапазонах. В частности, большая, чем считалось ранее, величина изменения солнечного потока в спектральном диапазоне 245–305 нм по результатам спутниковых измерений в начале XXI в. указывает на то, что увеличение потока в этом диапазоне может привести к уменьшению содержания озона в верхней стратосфере как в результате увеличения скоростей химических реакций, так и в результате увеличения температуры. Изменение скоростей разрушения озона в разных каталитических циклах частично компенсируют друг друга, при этом увеличение скорости разрушения озона происходит в реакции с атомарным кислородом и в азотном цикле, а уменьшение скорости разрушения — в водородном и хлорном циклах.

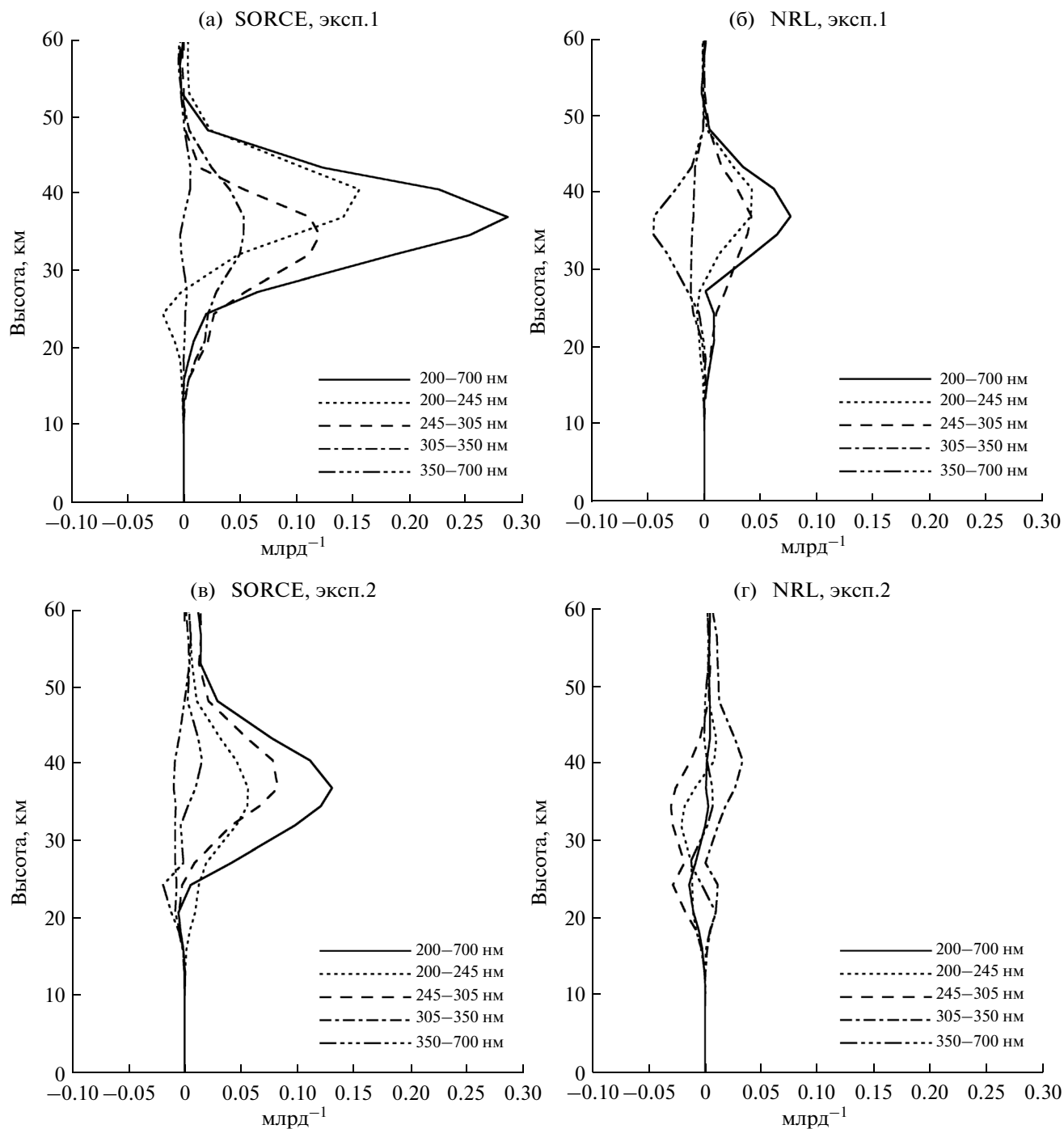


Рис. 10. Изменение содержания NO_2 как функция высоты при изменении потоков солнечной радиации в различных спектральных диапазонах, соответствующем изменению уровня солнечной активности от фазы минимума к фазе максимума в соответствии с данными SORCE (а, в) и NRL (б, г) по результатам экспериментов 1а, 1б и 2в, 2г.

Что касается других малых газовых составляющих, то увеличение потоков солнечной радиации приводит к небольшому увеличению содержания гидроксильного радикала только в верхней стратосфере и нижней мезосфере. Увеличение потока жесткого ультрафиолетового излучения (200–

245 нм) ведет к уменьшению концентрации паров азотной кислоты за счет ее фотолиза. Изменение потоков в других спектральных диапазонах способствует увеличению концентрации HNO_3 за счет роста содержания NO_2 . Изменение температуры атмосферы происходит, главным образом, в

верхней стратосфере и нижней мезосфере как за счет роста нагрева при увеличении потоков солнечной радиации, так и в результате увеличения содержания озона, приводящего к дополнительному нагреванию атмосферы. В увеличении температуры за счет нагрева основную роль играет спектральный диапазон 245–305 нм, а за счет увеличения содержания озона — диапазон 200–245 нм.

Результаты модельных расчетов продемонстрировали неаддитивность динамико-термических и фотохимических эффектов отклика атмосферы на вызванные изменением уровня солнечной активности изменения спектральных потоков солнечной радиации. Это выражается в том, что для некоторых газов, например для HNO_3 , изменение их концентраций в эксперименте с учетом одновременного воздействия солнечной активности на радиационные, динамические и химические процессы в атмосфере не совпадают с суммой изменений в экспериментах с отдельным воздействием солнечной активности на нагрев атмосферы и фотохимические процессы. Полученные результаты согласуются с результатами других модельных расчетов и измерений [27–35, 46] и помогают понять высотные различия влияния солнечной активности на состав и температуру атмосферы на основе анализа чувствительности содержания стратосферных газов и температуры к изменчивости потоков солнечной радиации в разных спектральных диапазонах.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 14-05-00871-а). Исследованная глобальная модель изменения состава атмосферы под воздействием динамических изменений в тропосфере и стратосфере разработана в Российском государственном гидрометеорологическом университете в рамках госзадания Министерства образования и науки РФ. Учет взаимосвязи физических и химических процессов в полярных и средних широтах осуществлялся при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 14-17-00096). Авторы выражают благодарность сотрудникам центра LISIRD за возможность использования результатов инструментальных измерений SORCE и композиционных данных NRL, а также анонимному рецензенту за полезные замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Geller M.A. Solar cycles and the atmosphere // *Nature*. 1988. V. 332. № 6165. P. 584–585, doi:10.1038/332584a0.
2. Labitzke K. Sunspots, the QBO, and the stratospheric temperature in the North polar-region // *Geophys. Res. Lett.* 1987. V. 14. Issue 5. P. 535–537.
3. Пудовкин М.И., Распопов О.М. Механизм воздействия солнечной активности на состояние нижней атмосферы и метеопараметры // *Геомagnetизм и аэрономия*. 1992. Т. 32. № 5. С. 1–22.
4. Пудовкин М.И. Влияние солнечной активности на состояние нижней атмосферы и погоду // *Сороковский образовательный журнал*. 1996. № 10. С. 106–113.
5. Haigh J.D. The impact of solar variability on climate // *Science*. 1996. V. 272. Issue 5264. P. 981–984.
6. Ракинова Л.П. Влияние солнечной активности на циркуляцию и температуру стратосферы // *Эффекты солнечной активности в нижней атмосфере*. Л.: Гидрометеоздат, 1977. С. 3–9.
7. Lean J. Evolution of the Sun's spectral irradiance since the Maunder minimum // *Geophys. Res. Lett.* 2000. V. 27. Issue 16. P. 2425–2428.
8. Lean J.L., Rottman G.J., Kyle H.L. et al. Detection and parameterization of variations in solar mid- and near-ultraviolet (200–400 nm) // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. № D25. P. 29939–29956.
9. Rottman G.J. Variations of solar ultraviolet irradiance observed by the UARS SOLSTICE – 1991 to 1999 // *Space Sci. Rev.* 2000. V. 94. № 1–2. P. 83–91.
10. Fligge M., Solanki S.K., Pap J.M. et al. Variations of solar spectral irradiance from near UV to the infrared – measurements and results // *J. Atm. Sol.-Terr. Phys.* 2001. V. 63. Issue 14. P. 1479–1487.
11. Lean J.L. Variations in the Sun's radiative output // *Rev. Geophys.* 1991. V. 29. Issue 4. P. 505–535.
12. Shindel D., Rind D., Balachandran N. et al. Solar cycle variability, ozone and climate // *Science*. 1999. V. 284. Issue 5412. P. 305–308.
13. Логинов В.Ф., Ракинова Л.П., Сухомазова Г.И. Эффекты солнечной активности в стратосфере. Л.: Гидрометеоздат, 1980. 80 с.
14. Jackman C.H., Fleming E.X., Chandra S. et al. Past present, and future modeled ozone trends with comparisons to observed trends // *J. Geophys. Res.* 1996. V. 101. № D22. P. 28753–28767.
15. Груздев А.Н. Широтная структура трендов и эффекта солнечной активности в стратосферном содержании NO_2 // *ДАН*. 2007. Т. 416. № 1. С. 107–111.
16. Geller M.A., Smyshlyaev S.P. a model study of total ozone evolution 1979–2000 – the role of individual natural and anthropogenic effects // *Geophys. Res. Letters*. 2002. V. 29. № 22. P. 2048, doi: 10.1029/2002GL015689.
17. Безверхний В.А., Груздев А.Н. О связи квазидесятилетних и квазидвухлетних колебаний солнечной активности и экваториального стратосферного ветра // *ДАН*. 2007. Т. 415. № 6. С. 809–813.
18. Груздев А.Н., Брассёр Г.П. Воздействие 11-летнего цикла солнечной активности на характеристики годового хода общего содержания озона // *Изв. РАН, Физика атмосферы и океана*. 2007. Т. 43. № 3. С. 379–391.
19. Смышляев С.П., Галин В.Я., Зименко П.А., Кудрявцев А.П. Моделирование влияния изменений спектральных потоков солнечной радиации, вызванных солнечной активностью, на содержание атмосферного озона // *Метеорология и гидрология*. 2005. № 8. С. 25–37.

20. Смышляев С.П., Галин В.Я., Атласкин Е.М., Блакитная П.А. Моделирование непрямого влияния одиннадцатилетнего цикла солнечной активности на газовый состав атмосферы // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана, 2010. Т. 46. № 5. С. 672–684.
21. Миронова И.А. Влияние солнечной активности на концентрацию углекислого газа в нижней атмосфере // Геомагнетизм и аэрономия. 2002. Т. 42. № 1. С. 128–131.
22. Labitzke K., Van Loon H. Association between the 11-year solar cycle, the quasi-biennial oscillations and the atmosphere: a summary of recent work // Phil. Trans. R. Soc. 1990. V. A330. Issue 1615. P. 577–589.
23. Gray L., Beer J., Geller M. et al. Solar Influences on Climate // Rev. Geophys. 2010. V. 48. Issue 4. RG4001, doi:10.1029/2009RG000282.
24. Rottman G. The SORCE Mission // Solar Phys. 2005. V. 230. Issue 1–2. P. 7–25.
25. Harder J.W., Fontenla J.M., Pilewskie P. et al. Trends in solar spectral irradiance variability in the visible and infrared // Geophys. Res. Lett. 2009. V. 36. Issue 7. L07801, doi:10.1029/2008GL036797.
26. Брасье Г., Соломон С. Аэрономия средней атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 291с.
27. Haigh J.D., Winning A.R., Toumi R. Harder J.W. An influence of solar spectral variations on radiative forcing of climate // Nature. 2010. V. 467. Issue 7316. P. 696–699.
28. Lean J.L., DeLand M.T. How does the Sun's spectrum vary? // J. Climate. 2012. V. 25. Issue 7. P. 2555–2560.
29. Swartz W.H., Stolarski R.S., Oman L.D. et al. Middle atmosphere response to different descriptions of 11-year cycle in spectral ft irradiance in a chemistry-climate model // Atmos. Chem. Phys. 2012. V. 12. № 13. P. 5937–5948.
30. Dhomse S.S., Chipperfield M.P., Feng W. et al. Stratospheric O₃ changes during 2001–2010: the small role of solar flux variations in a chemical transport model // Atmos. Chem. Phys. 2013. V. 13. № 19. P. 10113–10123.
31. Merkel A.W., Harde J.W., Marsh D.R. et al. The impact of solar spectral irradiance variability on middle atmospheric ozone // Geophys. Res. Lett. 2011. V. 38. Issue 13. L13802, doi: 10.1029/2011GL047561.
32. Shapiro A.V., Rozanov E.V., Shapiro A.I. et al. The role of the solar irradiance variability in the evolution of the middle atmosphere during 2004–2009 // J. Geophys. Res. 2013. V. 118. P. 3781–3793, doi:10.1002/jgrd.50208.
33. Oberlander S., Langematz U., Matthes K. et al. The influence of spectral solar irradiance data on stratospheric heating rates during the 11 year solar cycle // Geophys. Res. Lett. 2012. V. 39. Issue 1. L01801, doi:10.1029/2011GL049539.
34. Груздев А.Н. Оценка влияния 11-летнего цикла солнечной активности на содержание озона в стратосфере // Геомагнетизм и аэрономия. 2014. Т. 54. № 5. С. 678–684.
35. Rong P.P., Russell J.M., Mlynczak M.G. et al. Validation of TIMED/SABER v1.07 ozone at 9.6 mm in the altitude range 15–70 km // J. Geophys. Res. 2009. V. 114. D04306, doi: 10.1029/2008JD010073.
36. Sander S.P., Abbatt J., Barker J.R. et al. Chemical kinetics and photochemical data for use in atmospheric studies. Evaluation No. 17. JPL Publication 10–6, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, 2011.
37. 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.
38. Смышляев С.П., Мареев Е.А., Галин В.Я. Моделирование влияния грозовой активности на газовый состав атмосферы // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2010. Т. 46. № 4. С. 487–504.
39. Смышляев С.П., Галин В.Я., Шаарийбуу Г., Моцаков М.А. Моделирование изменчивости газовых и аэрозольных составляющих в стратосфере полярных районов // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2010. Т. 46. № 3. С. 291–306.
40. Смышляев С.П., Мареев Е.А., Галин В.Я., Блакитная П.А. Моделирование не прямых эффектов влияния грозовой активности на температуру атмосферы // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2013. Т. 49. № 5. С. 550–564.
41. Dvortsov V.L., Zvenigorodsky S.G., Smyshlyaev S.P. On the use of Isaksen–Luther method of computing photodissociation rates in photochemical models // J. Geophys. Res. 1999. V. 104. № D21. P. 26401–26417, doi: 10.1029/1999JD900820.
42. Алексеев В.А., Володин Е.М., Галин В.Я. и др. Моделирование современного климата с помощью атмосферной модели ИВМ РАН. Препринт ИВМ РАН № 2086-B98. 1998. 180 с.
43. DeWolfe A.W., Wilson A., Lindholm D.M. et al. Solar irradiance data products at the LASP Interactive solar IR-radiance data center (LISIRD) // American Geophysical Union, Fall Meeting 2010, abstract № GC21B-0881.
44. Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2010. World Meteorological Organization. Global Ozone Research and Monitoring Project-Report № 52. 2011. Geneva, Switzerland, 516 p.
45. Груздев А.Н. Оценка эффектов извержения вулкана Пинатубо в стратосферном содержании O₃ и NO₂ учетом вариаций уровня солнечной активности // Оптика атмосферы и океана. 2014. Т. 27. № 6. С. 506–514
46. Austin J., Tourpali K., Rozanov E. et al. Coupled chemistry climate model simulations of the solar cycle in ozone and temperature // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. D11306, doi: 10.1029/2007JD009391.

Analysis of the Sensitivity of the Composition and Temperature of the Stratosphere to the Variability of Spectral Solar Radiation Fluxes Induced by the 11-Year Cycle of Solar Activity

S. P. Smyshlyaev^a, V. Ya. Galin^b, P. A. Blakitnaya^a, and A. K. Lemishchenko^a

^a *Russian State Hydrometeorological University, Malookhtinskii pr. 98, St. Petersburg, 195196 Russia*

^b *Institute of Numerical Mathematics, Russian Academy of Sciences, ul. Gubkina 8, Moscow, 119991 Russia*

e-mail: smyshl@rshu.ru, galin@inm.ras.ru

Received November 26, 2014; in final form, January 22, 2015

Abstract—The sensitivity of the gas composition of the atmosphere and its temperature to the changes in spectral radiation fluxes during the 11-year cycle of solar activity has been analyzed with a chemical–climatic model of the lower and middle atmosphere. For this, the data of satellite measurements acquired in the first decade of the 21st century were used. The results of the model calculations showed that, in addition to the increase in the spectral flux in the absorption bands of molecular oxygen that leads to the growth of the ozone content, the changes in the flux at longer wavelengths are significant for the composition and temperature of the atmosphere. The changes of the ozone destruction rate in different catalytic cycles partly compensate each other; in these processes, the destruction rate increases in the reaction with atomic oxygen, while it decreases in the hydrogen and chlorine cycles.

Keywords: atmospheric composition, temperature, solar activity, numerical modeling, spectral variability