

ВЛИЯНИЕ ВНЕЗЕМНЫХ ФАКТОРОВ НА КЛИМАТ: ВОЗМОЖНЫЕ МЕХАНИЗМЫ ВОЗДЕЙСТВИЯ И РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

А.В. Елисеев

Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия
e-mail: eliseev@ifaran.ru

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ

ПРЯМОЕ ВЛИЯНИЕ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ НА КЛИМАТ

- Влияние вариаций полного потока солнечного излучения ("солнечной постоянной") в исторический период
- Влияние возможных изменений солнечной постоянной в ближайшие столетия
- Изменение состояния стратосферы в 11-летнем солнечном цикле.

КОСВЕННЫЕ МЕХАНИЗМЫ ВЛИЯНИЯ ВНЕЗЕМНЫХ ФАКТОРОВ НА КЛИМАТ

- Косвенный механизм, связанный с откликом содержания озона в стратосфере на внеземные факторы
- Механизмы, связанные с влиянием внеземных факторов на характеристики облачности

ВЫВОДЫ

Аннотация

Анализируются механизмы воздействия солнечной активности на климат и их вклад в климатические вариации последних столетий и XXI века. По современным оценкам, вклад радиационного возмущающего воздействия (РВВ) из-за интегрального по спектру изменения потока солнечной радиации в климатические изменения последних десятилетий относительно мал. Приводятся оценки его вклада в климатические вариации XXI века относительно РВВ, связанного с антропогенным воздействием на климат. В ряде атмосферных моделей учитывается косвенный механизм климатического воздействия солнечной активности, связанный с влиянием ультрафиолетового излучения и потока энергетических частиц на содержание О₃ в атмосфере с развитием соответствующего РВВ. Ещё один косвенный механизм связан с возможным влиянием космических лучей (потока которых модулируется солнечным ветром) на число ядер конденсации в атмосфере и, следовательно, на характеристики облачности.

ВВЕДЕНИЕ

Внеземные факторы могут влиять на земную климатическую систему (ЗКС) как за счёт развития радиационного возмущающего воздействия (РВВ, называемого также радиационным форсингом) из-за изменения солнечной постоянной S , так и за счёт ряда косвенных механизмов, связанных с влиянием потока солнечной радиации на фотохимические процессы в атмосфере или с влиянием потока галактических частиц, интенсивность которого модулируется солнечным ветром, на климатообразующие процессы (рис. 1) [Benestad, 2006; Gray et al., 2010; Russian National Report ..., 2011; Solanki et al., 2013].

Влияние изменение параметров земной орбиты, приводящее к возникновению ледниковых циклов в данной работе не рассматривается.

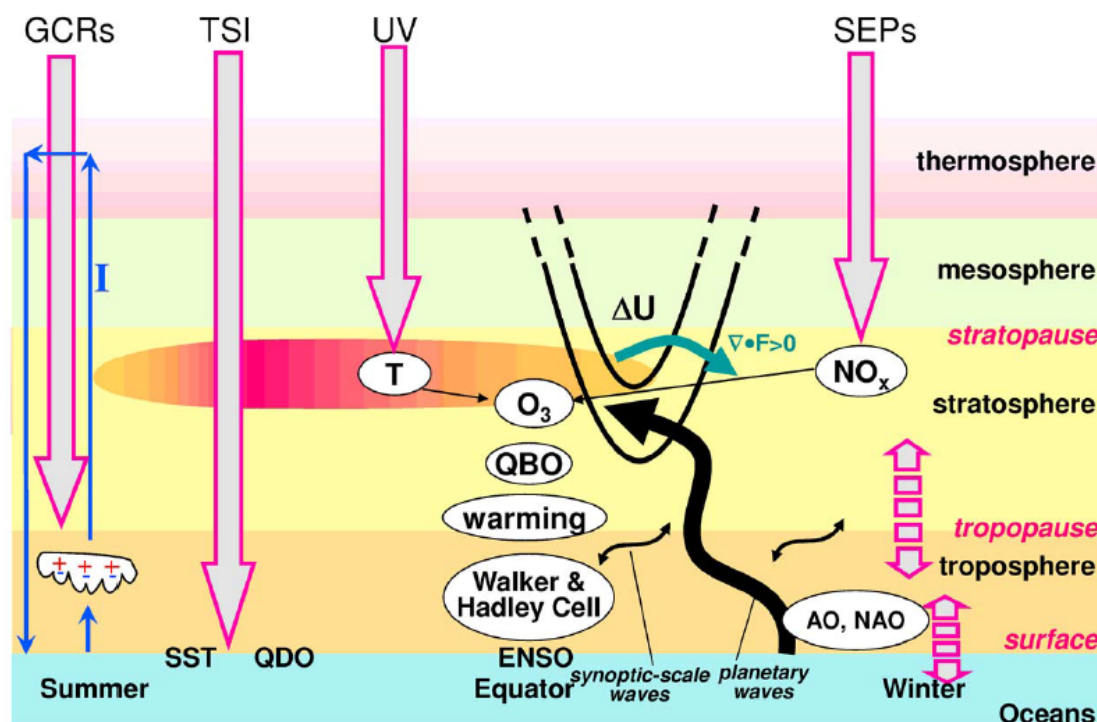


Рис. 1: Общая схема влияния внеземных факторов на климат без учёта факторов, связанных с изменениями параметров орбиты Земли [Gray et al., 2010]. Показаны влияние полного потока солнечного излучения (TSI), влияние ультрафиолетового излучения в этом потоке (UV), потока высокоэнергетических частиц, образующихся при солнечных вспышках (SEPs) и галактических космических лучей (GCRs). Другие обозначения: ENSO - Эль-Ниньо/Южное колебание, NAO - Североатлантическое колебание, AO - Арктическое колебание, QBO - квазидвухлетняя цикличность, QDO - квазидесятилетняя цикличность, SST - температура поверхности океана, T - температура.

ВЛИЯНИЕ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ НА КЛИМАТ

Влияние вариаций полного потока солнечного излучения ("солнечной постоянной") в исторический период

При изменении значения солнечной постоянной на δS развивающееся прямое РВВ равно $F_S = \frac{1}{4} \delta S (1 - \alpha_p)$, где α_p - планетарное альбедо Земли, значение которого близко к 0.3. По оценке Четвёртого оценочного отчёта Межправительственной группы экспертов по изменению климата (IPCC AR4) [Climate Change, 2007] РВВ за период 1750-2005 гг. равно 0.12 Вт м^{-2} (с интервалом неопределённости от -0.06 Вт м^{-2} до $+0.18 \text{ Вт м}^{-2}$). Эта величина, по крайней мере, в несколько раз меньше полного (включая антропогенное воздействие) РВВ (около 1.6 Вт м^{-2} с интервалом неопределённости от 0.6 Вт м^{-2} до 2.4 Вт м^{-2}). Этот вывод в целом остаётся справедливым и при учёте относительно высокого уровня солнечной активности в середине XVIII века. В частности, РВВ за счёт изменения солнечной постоянной в 2005 г. относительно начала XVIII века или его конца составит 0.24 Вт м^{-2} с интервалом неопределённости от 0.16 Вт м^{-2} до 0.28 Вт м^{-2}). По оценкам [Tung et al., 2008] чувствительность глобально осреднённой температуры атмосферы у поверхности T_g к изменению S в 11-летнем цикле равно $\kappa = 0.12\text{-}0.17 \text{ К м}^2 \text{ Вт}^{-1}$, что в

терминах РВВ соответствует $0.02-0.03 \text{ K м}^2 \text{ Вт}^{-1}$. Соответствующий сигнал отмечается также в толщине слоя геопотенциала разных слоёв тропосферы. Если указанная оценка справедлива также на междекадных и вековых масштабах, то вклад изменения солнечной постоянной в потепление климата за индустриальный период не превышает 0.1 K , т.е. не более 15% даже от линейного тренда T_g в XX веке. Это согласуется также с эмпирическими оценками [Lean, Rind, 2008; Benestad, Schmidt, 2009], и с модельными результатами [Мохов и др., 2006]. При этом в [Lean, Rind, 2008] было отмечено, что вклад изменения солнечной постоянной в климатические изменения для второй половины XX века оказывается ещё меньше, составляя $0.02 \pm 0.01 \text{ K/столетие}$. Кроме того, эруптивные вулканические извержения в XX веке часто происходили в годы вблизи минимума солнечной активности в 11-летнем цикле [Rypdal, 2012]. Это должно приводить к завышению значения k в [Tung et al., 2008].

Минимумы солнечной активности (сопровождающиеся уменьшением S) с длительностью в несколько десятилетий-столетие (минимум Вольфа, 1280-1350 гг; минимум Шпёрера, 1450-1550 гг; минимум Маундера, 1645-1715 гг; минимум Дальтона, 1790-1820 гг.) часто рассматриваются в качестве одной из возможных причин периода длительного похолодания середины второго тысячелетия нашей эры - малого ледникового периода. Однако существенная неопределённость как соответствующего изменения S в периоды минимумов солнечной активности, так и неопределённость данных реконструкций климата этой эпохи затрудняет сделать такой вывод с достаточной достоверностью [Climate Change, 2007].

В [Cubasch et al., 1997] был предложен механизм влияния солнечной активности на изменчивость климата в тропической области, связанный с усилением испарения из-за большего притока солнечной радиации к поверхности в период солнечных максимумов и соответствующим усилением циркуляции Хэдли и Уокера. Этот механизм проявляется в ряде глобальных климатических моделей. Тем не менее, этот механизм не может полностью объяснить наблюдаемую 11-летнюю изменчивость в тропиках. В частности, аномалии температуры тропосферы между годами минимума и максимума солнечного цикла (S_{\min} и S_{\max} соответственно) приводят к оценке аномалии притока энергии к тропосфере от океана около 0.5 Вт/м^2 [White et al., 2003], что в несколько раз больше соответствующей аномалии притока солнечной радиации к поверхности (примерно 0.15 Вт/м^2). Последнее указывает на возможное влияние стратосферы в развитии указанных температурных аномалий. Возможной физической причиной такого влияния может быть "downward control principle" [Haynes et al., 1991], согласно которому циркуляционные и термические характеристики на данной высоте зависят от волнового форсинга на вышележащих высотных уровнях. В свою очередь, такой форсинг в стратосфере способен модулироваться солнечной активностью (см. ниже). Указанная модуляция, в принципе, может также объяснять смещение регионов преобладающей блокинговой активности и характеристик блокирующих антициклонов в атмосфере в 11-летнем цикле [Barriopedro et al., 2008].

Влияние возможных изменений солнечной постоянной в ближайшие столетия

В большинстве расчётов с климатическими моделями для XXI столетия междекадные изменения солнечной активности не учитываются (см., напр., [Climate Change, 2007]). Однако в [Мохов и др., 2008] с использованием авторегрессионных моделей были построены сценарии изменения S в XXI веке. Указанные сценарии изменения солнечной постоянной вместе со сценариями антропогенного воздействия SRES (Special Report on Emission Scenarios) были использованы для задания внешнего воздействия на климат в расчётах с климатической моделью (КМ) ИФА РАН. При этом было получено, что вклад изменения солнечной постоянной в изменение T_g , а также в

изменение температуры различных регионов в этом столетии очень мал относительно вклада антропогенных воздействий. В [Mokhov et al., 2012] эти результаты были расширены на сценарии антропогенного воздействия RCP (Representative Concentration Pathways), охватывающих XXI-XXIII века (рис. 2, 3). Подобный результат, но при использовании другого сценария изменения S (наступление в XXI веке минимума солнечной активности подобного минимуму Маундера) был также получен в [Feulner, Rahmstorf, 2010].

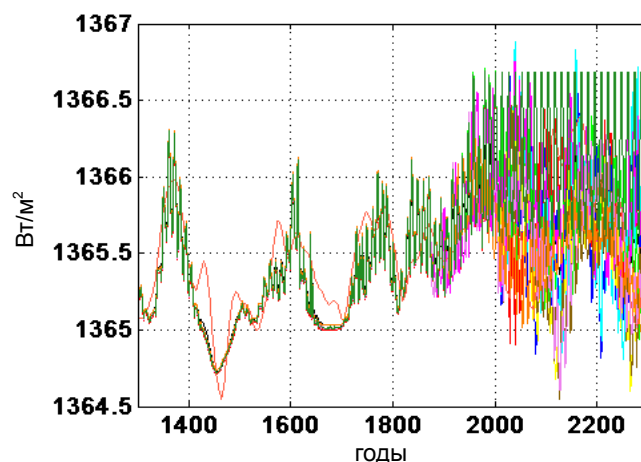


Рис. 2. Сценарии изменения потока солнечной энергии на верхней границе атмосферы, использованные в [Mokhov et al., 2012].

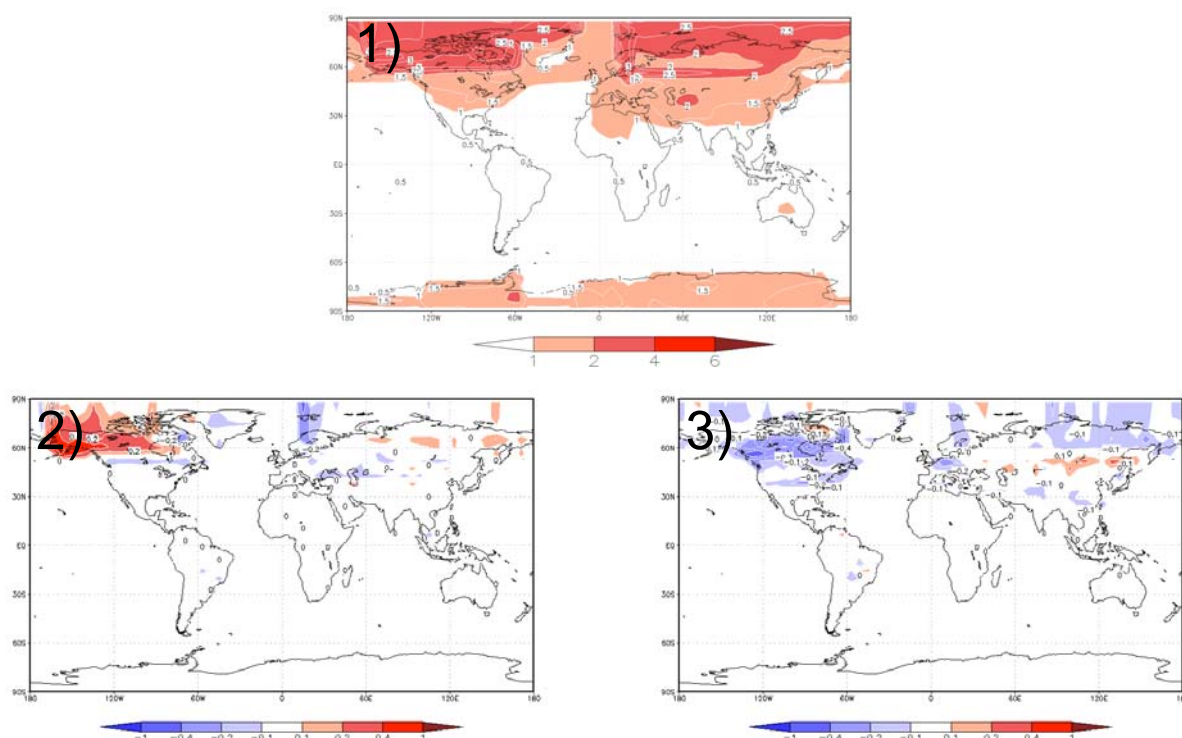


Рис. 3: Результаты влияния изменения потока солнечной энергии на верхней границе атмосферы на результаты расчётов с КМ ИФА РАН при сценарии антропогенного воздействия RCP 2.6 [Mokhov et al., 2012]. Представлено изменение температуры воздуха у поверхности от 1990-2000 гг. к 2090-2100 гг., осреднённое по всем сценариям изменения солнечной постоянной S (1), и отклонение такого изменения от

1) для двух сценариев изменения S , приводящим к наибольшим положительным и наибольшим отрицательным отклонениям (2 и 3 соответственно).

Изменение состояния стратосферы в 11-летнем солнечном цикле.

В стратосфере в годы S_{\max} относительно годов S_{\min} по данным реанализа ERA-40 отмечается увеличение температуры стратосферы тропиков, имеющее вид дипольной структуры с полюсами в нижней и верхней стратосфере, интенсивность которых равна 1-2 К, а также увеличение температуры в нижней части верхней стратосферы субполярных и полярных широт на несколько градусов [Gray et al., 2010]. Подобная структура выявляется и по прямым спутниковым данным TOVS, но с примерно вдвое меньшей интенсивностью [Gray et al., 2010]. Такая структура отклика существенного отличает его от отклика температуры стратосферы на парниковое воздействие (охлаждения на всех широтах). Это, в принципе, позволяет выделить парникового и солнечного сигналов в наблюдаемых изменениях температуры стратосферы. В связи с последним, однако, следует иметь в виду транзитивные особенности отклика температуры стратосферы на 11-летний цикл по сравнению с подобным равновесным (установившимся) откликом на изменение солнечной постоянной, когда температура увеличивается во всей стратосфере. Кроме того, согласно результатам численных экспериментов с моделью общей циркуляции INMCM4 (разработана в Институте вычислительной математики РАН) корректное воспроизведение такого отклика возможно лишь для моделей с достаточно высоко расположенной верхней границей атмосферы (0.003 гПа для указанной модели; Е.М. Володин, личное сообщение).

В свою очередь, изменения температуры в 11-летнем цикле приводят к изменению поля ветра и, следовательно, к изменению характеристик распространения стационарных планетарных волн из тропосферы в стратосферу [Kodera, 1995; van Loon, Labitzke, 2000]. В целом, в годы S_{\max} возмущение зимний полярный вихрь и циркуляция Брюэра-Добсона ослабевают, полярная стратосфера холоднее обычной, тропическая - теплее обычной. Это приводит к росту содержания озона в стратосфере тропиков и, следовательно, дополнительному нагреву стратосферы. В годы солнечного минимума ситуация меняется на обратную. Это служит положительной обратной связью для развития отклика в стратосфере на 11-летний солнечный цикл.

Кроме того, отмечалось влияние солнечной активности в 11-летнем цикле на фазовые особенности квазидвухлетней цикличности (КДЦ) ветра в приэкваториальной нижней стратосфере [Безверхний, Груздев, 2007]. В связи с последним следует иметь в виду, что КДЦ сама способна модулировать поле ветра в нижней стратосфере [van Loon, Labitzke, 2000; Labitzke, 2006]. Последнее за счёт модуляции характеристик распространения волн из тропосферы в стратосферу также способно модулировать состояние озона в стратосфере, приводя к особенностям в проявлении механизма [Kodera, 1995]. Кроме того, это может приводить к различию интенсивности обмена между тропосферой и стратосферой в тропиках на солнечный цикл. В частности, в [Labitzke, 2006] отмечалось, что в годы S_{\max} и этот обмен и, соответственно, циркуляция Брюэра-Добсона ослабевают, если КДЦ в приэкваториальной нижней стратосфере находится в восточной фазе, а если в западной - усиливаются. Такой отклик частично воспроизводится современными климатическими моделями [Rind et al., 2008].

КОСВЕННЫЕ МЕХАНИЗМЫ ВЛИЯНИЯ ВНЕЗЕМНЫХ ФАКТОРОВ НА КЛИМАТ

Косвенный механизм, связанный с откликом содержания озона в стратосфере на

Из косвенных механизмов влияния солнечной активности на состояние ЗКС в настоящее время наиболее достоверно установлены механизмы, связанные с влиянием на содержание озона в атмосфере (особенно - в стратосфере). В частности, если изменение S в 11-летнем равны 0.07%, то соответствующее изменение потока ультрафиолетовой радиации составляет несколько процентов. Это способно заметно интенсифицировать фотохимические процессы озонного цикла. Так, по спутниковым данным SAGE II для 1985-2003 гг. и по данным наземных измерений в годы S_{\max} относительно годов S_{\min} наблюдается статистически значимый рост содержания озона на 2-4% в верхней стратосфере тропиков, а также в нижней и средней стратосфере на большинстве широт [Soukharev, Hood, 2006; Груздев, Безверхний, 2007] (рис. 4). При этом около отклик проявляется и в регионах, где озон не находится в химическом равновесии, указывая на важность динамических механизмов его отклика [Груздев, Безверхний, 2007].

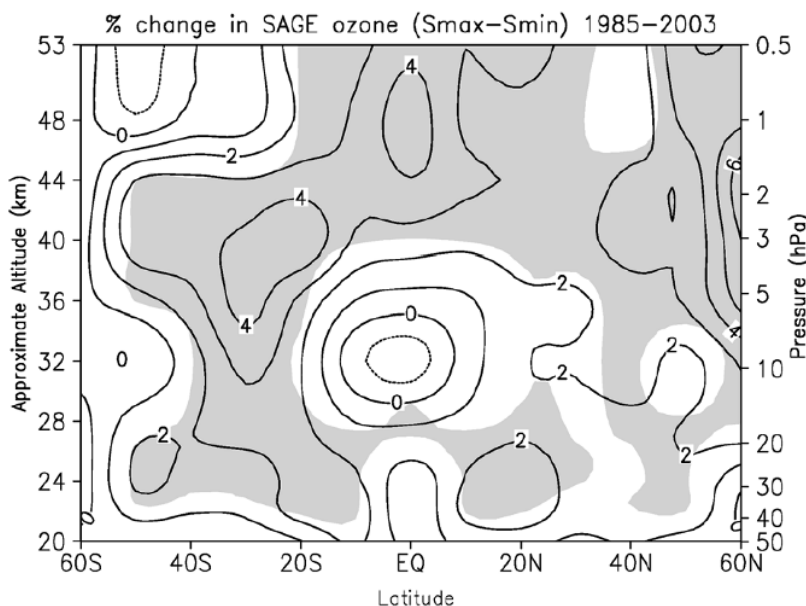


Рис. 4: Изменения содержания озона в 11-летнем солнечном цикле [Soukharev, Hood, 2006]. Серый штриховкой показана область, где эти различия значимы на уровне $\leq 5\%$.

В периоды интенсивных выбросов Солнцем энергетических частиц (протонных вспышек) отмечается заметная интенсификация формирования ряда соединений (HO_x и NO_y), разрушающих озон [Krivolutsky et al., 2005; Jackman et al., 2008]. По спутниковым данным влияние HO_x может приводить к уменьшению содержания озона в полярной верхней стратосфере на 50% и длиться до нескольких суток, а влияние NO_y - приводить к уменьшению содержания озона в этом же регионе на 10% и длиться до нескольких месяцев [Jackman et al., 2008]. В области зимнего полярного вихря вещества, разрушающие озон могут опускаться также в нижнюю стратосферу, приводя к разрушению озона в области его максимума по высоте. В частности, статистически значимая корреляция содержания озона с фазой геомагнитной активностью отмечается, по крайней мере, весной в полярных широтах Южного полушария. Однако этот механизм ограничен областью зимнего полярного вихря, занимающего относительно небольшую площадь Земли и существующего в условиях малой инсоляции. Как следствие, вклад этого механизма в общее климатическое РВВ, по-

видимому, мал.

В настоящее время ряд атмосферных моделей включает в себя механистическое описание озонового цикла. В рамках проекта сравнения таких моделей [Austin et al., 2008] было получено, что при учёте прямого влияния изменения солнечного спектра в 11-летнем цикле и соответствующего влияния на фотохимические процессы в стратосфере, а также учёте этого влияния через соответствующие вариации температуры поверхности океана, модели в целом воспроизводят особенности изменения озона и температуры. Соответствующие расчёты с климатическими моделями (включающими интерактивную модель океана) в настоящее время ещё затруднительны из-за вычислительных ограничений.

В атмосферной модели SOCOL в настоящее время учитывается влияние интенсивности галактических лучей на степень ионизации в атмосфере [Calisto et al., 2011]. В целом такая модель воспроизводит уменьшение содержания озона в полярной стратосфере при солнечных вспышках.

В численных экспериментах с моделью общей циркуляции INMCM4 было получено, что учёт вариаций озона в стратосфере приводит к статистически значимому отклику приземной температуры и давления на уровне моря в 11-летнем солнечном цикле [Е.М. Володин, личное сообщение].

Специально следует отметить, что измерения прибором высокой точности SORCE/SIM, начиная с 2003 г., привели к оценкам изменения спектра солнечного излучения в 11-летнем цикле в несколько раз большим, чем считалось ранее (см. выше) [Haigh et al., 2010]. Это принципиально модифицирует отклик озона и, следовательно, температуры на солнечную активность. Однако существенные отличия последней части солнечного цикла 23 по сравнению с подобными периодами более ранних солнечных циклов не позволяют утверждать, насколько такое поведение спектрального излучения типично для других временных периодов.

Механизмы, связанные с влиянием внеземных факторов на характеристики облачности

Механизмы, связанные с влиянием солнечной активности на климат за счёт изменения характеристик глобальной электрической цепи рассматривались в [Веретененко, Пудовкин, 1995; Marsh, Svensmark, 2003; Жеребцов и др., 2008; Распопов, Веретененко, 2009]. В частности, в [Marsh, Svensmark, 2003] (см. также ссылки в этой работе) с использованием спутниковых данных для облачности ISCCP D2 отмечалась высокая корреляция количества нижних облаков и их температуры с интенсивностью потока космических лучей, преимущественно в тропиках и средних широтах. При этом был предложен механизм такого влияния, связанный с дополнительной ионизацией нижней тропосферы потоком галактических частиц. Интенсивность этой ионизации модулируется солнечной активностью. Образующиеся таким образом ионы способны подниматься за счёт влияния электромагнитного поля Земли и служить дополнительными ядрами конденсации для облачных капель и кристаллов. Этот механизм был лабораторно подтверждён в эксперименте CLOUD, проведённом в CERN [Kirkby et al., 2011]. Дополнительное влияние на накопление аэрозольных ионов вблизи верхней и нижней границы облаков может быть связано с вымыванием аэрозолей осадками [Carslaw et al., 2002]. При этом меняются такие характеристики облаков, как их количество, альбедо и водность. Однако в [Sun, Bradley, 2002] отмечалось, что для исходных данных ISCCP D2 такая корреляция проявляется только для солнечного цикла 22 и становится незначимой для солнечного цикла 23 (см. также [Laken et al., 2013]). Последнее, в частности, может быть связано с влиянием вулканических извержений на содержание серной кислоты H_2SO_4 в

стратосфере, увеличивающих её эффективное электрическое сопротивление [Tinsley, 2000]. В целом содержание H_2SO_4 в стратосфере было существенно выше в период солнечного цикла 22, чем в период солнечного цикла 23.

В [Kazil et al., 2006] с использованием численной атмосферной модели CCM3, дополненной схемой PLOTINUS для расчёта потока образования вторичных частиц при солнечных вспышках, сделана оценка климатической эффективности указанного механизма. При этом расчёт проводился при ряде упрощающих предположений, приводящих к завышению такой эффективности. Однако даже в таком случае увеличение концентрации частиц с размером, достаточным для того, чтобы служить ядрами конденсации (мода Айткена и более крупные) в нижней тропосфере тропиков в годы S_{\max} относительно годов S_{\min} не превышает 1 см^{-3} . Это существенно меньше типичной фоновой концентрации таких ядер $10^3\text{-}10^4 \text{ см}^{-3}$ [Kondratyev et al., 2006]. Более значимые значения увеличения концентрации ядер конденсации отмечены в нижней тропосфере средних широт (до $\sim 10^4 \text{ см}^{-3}$). Однако сильное насыщение эффекта интенсификации формирования облачных капель при росте концентрации ядер конденсации приводит к тому, что рост концентрации облачных капель в годы S_{\max} относительно годов S_{\min} составляет не более 28%, так что развивающееся PVB не превышает по абсолютной величине 0.24 Вт м^{-2} . Эта величина намного меньше оценок полного PVB для современного периода относительно индустриального состояния. Кроме того, временной масштаб этого воздействия (11 лет) короток относительно временного масштаба действия других радиационных воздействий (десятилетия и столетия). Из-за инерционности климата это дополнительно уменьшает климатический отклик на это PVB по сравнению с антропогенными воздействиями на ЗКС.

М.И. Пудовкиным и его сотрудниками по данным станционных наблюдений отмечалось общее уменьшение облачности над сушей севернее примерно 60°N через сутки после Форбуш-понижений потока галактических лучей (резкого уменьшения интенсивности этого потока примерно в течение суток с восстановлением к обычным значениям за примерно неделю) [Веретененко, Пудовкин, 1995; Распопов, Веретененко, 2009]. В свою очередь, через сутки-двое после протонных солнечных вспышек в этих регионах отмечалось увеличение количества облаков. Однако подобный анализ характеристик облачности и значения планетарного альбеда (тесно связанного с характеристиками облачности) по спутниковым данным MISR не выявил статистически значимых связей [Krissansen-Totton, Davies, 2013].

В [Жеребцов и др., 2008] рассмотрен механизм влияния солнечной активности на состояние климата, подобный механизму [Веретененко, Пудовкин, 1995; Marsh, Svensmark, 2003; Распопов, Веретененко, 2009; Marsh, Svensmark, 2003], но связанный с увеличением количества облаков в полярных областях зимой в периоды повышенной солнечной активности. Изменение климатического состояния при этом обусловлено преимущественно влиянием количества облаков на перенос тепловой радиации в тропосфере. Этот механизм согласуется с тем, что модуляция электрической проводимости солнечными вспышками наиболее значима именно в полярных областях [Tinsley, 2000]. По модельным оценкам такой механизм способен менять состояние приполярной атмосферы на синоптических временах, но на временных масштабах от нескольких месяцев его влияние оказывается очень малым [Фоменко, Курбацкая, 2006].

ВЫВОДЫ

В настоящее время установлены и подтверждены экспериментально механизмы влияния солнечной активности на ЗКС, связанные с прямым PVB за счёт изменения солнечной постоянной и с влиянием на содержание озона в атмосфере изменения

спектрального состава солнечного излучения и интенсивности потока галактических частиц. Эти механизмы или уже учитываются в расчётах с климатическими моделями или включение их учёта можно ожидать в ближайшем будущем. С другой стороны, предложенные механизмы, связанные с воздействием солнечной активности на характеристики облачности, требуют более детальной эмпирической и модельной аргументации.

Литература

1. 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.
2. 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.
3. Груздев А.Н., Безверхний В.А. 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.
4. Жеребцов Г.А., Коваленко В.А., Молодых С.И. и др. Влияние гелиогеофизических возмущений на термобарические и климатические характеристики тропосферы Земли // Космические исследования. 2008. Т. 46, № 4. С. 368-377.
5. Мохов И.И., Безверхний В.А., Елисеев А.В., Карпенко А.А. Модельные оценки глобальных климатических изменений в XXI веке с учетом различных сценариев вариаций солнечной активности // ДАН. 2006. Т. 411, № 2. С. 250-253
6. Мохов И.И., Безверхний В.А., Елисеев А.В., Карпенко А.А. Модельные оценки возможных климатических изменений в XXI веке при различных сценариях солнечной и вулканической активности и антропогенных воздействий // Космические исследования. 2008. Т. 46. № 4. С. 363-367.
7. 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. № 2. С. 147-155.
8. Фоменко А.А., Курбацкая Л.И. Влияние солнечной активности на термический режим высоких широт Северного полушария // Вычислительные технологии. 2006. Т. 11. № S7. Р. 96-103
9. 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. № D11. D11306.
10. Barriopedro D., Garcia-Herrera R., Huth R. Solar modulation of Northern Hemisphere winter blocking // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. № D14. D14118.
11. Benestad R.E. Solar Activity and Earth's Climate. N.Y.: Springer, 2006. 331 pp.
12. Benestad R.E., Schmidt G.A. Solar trends and global warming // J. Geophys. Res. 2009. V. 114. № D14. D14101.
13. Calisto M., Usoskin I., Rozanov E., et al. Influence of Galactic Cosmic Rays on atmospheric composition and dynamics // Atmos. Chem. Phys. 2011. V. 11. № 9. P. 4547-4556.
14. Carslaw K.S., Harrison R.G., Kirkby J. Cosmics rays, clouds, and climate // Science. 2002. V. 298. № 5599. P. 1732-1737
15. Climate Change 2007: The Physical Science Basis / Solomon S., Qin D., Manning M. et al. Cambridge / New York: Cambridge University Press, 2007. 996 pp.
16. Cubasch U., Voss R., Hegerl G.C., et al. Simulation with an O \square AGCM of the influence of variations of the solar constant on the global climate // Clim. Dyn. V. 13, № 11 P.

17. Eddy J.A. The Maunder minimum // *Science*. V. 192. № 4245. P. 1189-1202.
18. Feulner G., Rahmstorf S. On the effect of a new grand minimum of solar activity on the future climate on Earth // *Geophys. Res. Lett.* 2010. V. 37. № 5. L05707.
19. Gray L.J., Beer J., Geller M., et al. Solar influences on climate // *Rev. Geophys.* 2010. V. 48. № 4. RG4001.
20. Haigh J.D., Winning A.R., Toumi R., et al. An influence of solar spectral variations on radiative forcing of climate // *Nature*. 2010. V. 467. № 7316. P. 696–699.
21. Haynes P.H., McIntyre M.E., Shepherd T.G., et al. On the "downward control" of extratropical diabatic circulations by eddy-induced mean zonal forces // *J. Atmos. Sci.* 1991. V. 48. № 4. P. 651-678.
22. Jackman C.H., Deland M.T., Labow G.J., et al. Satellite measurements of middle atmospheric impacts by solar proton events in solar cycle 23 // *Space Sci. Rev.* 2006. V. 125. № 1-4. P. 381-391.
23. Kirkby J., Curtius J., Almeida J., et. al. Role of sulphuric acid, ammonia and galactic cosmic rays in atmospheric aerosol nucleation // *Nature*. 2011. V. 476. № 7361. P. 429-433
24. Kazil J., Lovejoy E.R., Barth M.C., et al. Aerosol nucleation over oceans and the role of galactic cosmic rays // *Atmos. Chem. Phys.* 2006. V. 6. № 12. P. 4905-4924.
25. Kodera K. On the origin and nature of interannual variability of winter stratospheric circulation in the northern hemisphere // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. № D7. P. 14077-14087.
26. Kondratyev K.Ya., Ivlev L.S., Krapivin V.F., Varotsos C.A. Atmospheric aerosol properties: Formation, processes and impacts. Berlin/Heidelberg/New York: Springer, 2006. 572 pp.
27. Krissansen-Totton J., Davies R. Investigation of cosmic ray-cloud connections using MISR // *Geophys. Res. Lett.* 2013. V. 40. № 19. P. 5240-5245.
28. Krivolutsky A., Kuminov A., Vyushkova T. Ionization of the atmosphere caused by solar protons and its influence on ozonosphere of the Earth during 1994-2003 // *J. Atmos. Solar. Terr. Phys.* V. 67. № 1-2. P. 105-117.
29. Labitzke K. Solar variation and stratospheric response // *Space Sci. Rev.* 2006. V. 125. № 1-4. P. 247-260.
30. Laken B.A., Pallé E., Čalogović J., Dunne E.M. A cosmic ray-climate link and cloud observations // *J. Space. Wea. Space. Clim.* V. 2. № 26. A18
31. Lean J.L., Rind D.H. How natural and anthropogenic influences alter global and regional surface temperatures: 1889 to 2006 // *Geophys. Res. Lett.* 2008. V. 35. № 18. L18701
32. Marsh N., Svensmark H. Galactic cosmic ray and El Niño-Southern Oscillation trends in International Satellite Cloud Climatology Project D2 low-cloud properties // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108. № D6. 4195.
33. Mokhov I.I., Bezverkhny V.A., Eliseev A.V., Nikitina N.G. Impact of statistically extrapolated changes in total solar irradiance on results of 21st-23rd projections with a global climate model under RCP scenarios // 3rd International Conference on Earth System Modelling. Hamburg: Copernicus Gesellschaft, 2012. 3ICESM-63.
34. Rind D., Lean J., Lerner J., et al. Exploring the stratospheric/tropospheric response to solar forcing // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113, № D24. D24103.
35. Russian National Report. Meteorology and Atmospheric Sciences. 2007-2010 / Mokhov I.I., Krivolutsky A.A. Moscow: Maks Press, 2011. 216 pp.
36. Rypdal K. Global temperature response to radiative forcing: Solar cycle versus volcanic eruptions // *J. Geophys. Res.* 2012. V. 117, № D6. D06115.
37. Solanki S.K., Krivova N.A., Haigh J.A. Solarr irradiance variability and climate // *Annu. Rev. Astron. Astrophys.* 2013. V. 51. P. 311-351.

38. *Soukharev B.E., Hood L.L.* Solar cycle variation of stratospheric ozone: Multiple regression analysis of long-term satellite data sets and comparisons with models // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. № D20. D20314.
39. *Sun B., Bradley R.S.* Solar influences on cosmic rays and cloud formation: A reassessment // *J. Geophys. Res.* V. 107. № D14. 4211.
40. *Tinsley B.A.* Influence of solar wind on the global electric circuit, and inferred effects on cloud microphysics, temperature, and dynamics in the troposphere // *Space Sci. Rev.* 2000. V. 94. № 1. P. 231-258.
41. *Tung K.K., Zho J., Camp C.D.* Constraining model transient climate response using independent observations of solar-cycle forcing and response // *Geophys. Res. Lett.* 2008. V. 35. № 17. L17707.
42. *van Loon H., Labitzke K.* The influence of the 11-year solar cycle on the stratosphere below 30 km: A review // *Space Sci. Rev.* 2000. V. 94. № 1. P. 259-278.
43. *White W.B., Dettinger M.D., Cayan D.R.* Sources of global warming in the upper ocean on decadal period scales // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108. № C8. 3248.