

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ПОСЛЕДСТВИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ ЯДЕРНЫХ КОНФЛИКТОВ*

A. Robock¹, L. Oman¹, G.L. Stenchikov¹, O.B. Toon², C. Bardeen², R.P. Turco³

Краткое резюме. Мы использовали современную модель климата и новые способы оценки уровня дыма, создаваемого пожарами в современных городах, для того, чтобы определить, каким образом климат, как система, может реагировать на региональную ядерную войну между появляющимися ядерными государствами третьего мира, с применением по городам в субтропиках 100 бомб, аналогичных той, которая была сброшена на Хиросиму (в сумме это менее 0,03% от взрывной мощности всего сегодняшнего ядерного арсенала на Земле). В результате мы обнаружили значительное похолодание и уменьшение выпадения осадков на долгие годы, что нанесло бы удар по глобальной системе обеспечения продовольствием. Климатические изменения велики и имеют долгосрочный характер вследствие того, что в современных городах довольно высока интенсивность сжигания различных видов топлива; субтропическое солнце нагревает образующееся дымовое облако, после чего оно поднимается в высокие слои стратосферы, где механизмы очищения действуют медленно. Несмотря на то, что эти климатические изменения менее драматичны, чем «ядерная зима», полученная при предшествующих моделированиях массивированного ядерного обмена между сверхдержавами, (потому что в нашем случае образуется меньше дыма), они имеют более долгосрочный характер, т.к. более старые модели неадекватно представляли конвективный поток, достигающий стратосферы.

1. Введение

Потери от прямого воздействия взрывов, радиоактивности и пожаров, возникающих при массивированном применении ядерного оружия сверхдержавами, были бы настолько катастрофичны, что удалось избежать такой трагедии за первые четыре десятилетия со времени изобретения этого оружия. Исследования, проведенные совместно западными и советскими учеными [Crutzen и Birks, 1982; Aleksandrov и Stenchikov, 1983; Turco и др., 1983, 1990; Robock, 1984; Pittock и др., 1986; Harwell и Hutchinson, 1986; Sagan и Turco, 1990], показали,

* Авторизованный перевод статьи "Robock, Alan, Luke Oman, Georgiy L. Stenchikov, Owen B. Toon, Charles Bardeen, and Richard P. Turco, 2007: Climatic consequences of regional nuclear conflicts. *Atm. Chem. Phys.*, 7, 2003-2012" (<http://www.atmos-chem-phys.net/7/2003/2007/acp-7-2003-2007.pdf>). Перевод с английского: В.Е. Ярынич.

¹ Department of Environmental Sciences, Rutgers University, New Brunswick, NJ, USA.

² Department of Atmospheric and Oceanic Sciences and Laboratory for Atmospheric and Space Physics, University of Colorado, Boulder, USA.

³ Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, University of California, Los Angeles, USA.

что климатические последствия, как и косвенное влияние коллапса общества, были бы так тяжелы, что наступившая ядерная зима принесла бы голод миллиардам людей на очень большом пространстве от зон взрывов. Осознание такой перспективы стало важным фактором в окончании гонки вооружений между Соединенными Штатами и Советским Союзом [Robock, 1989].

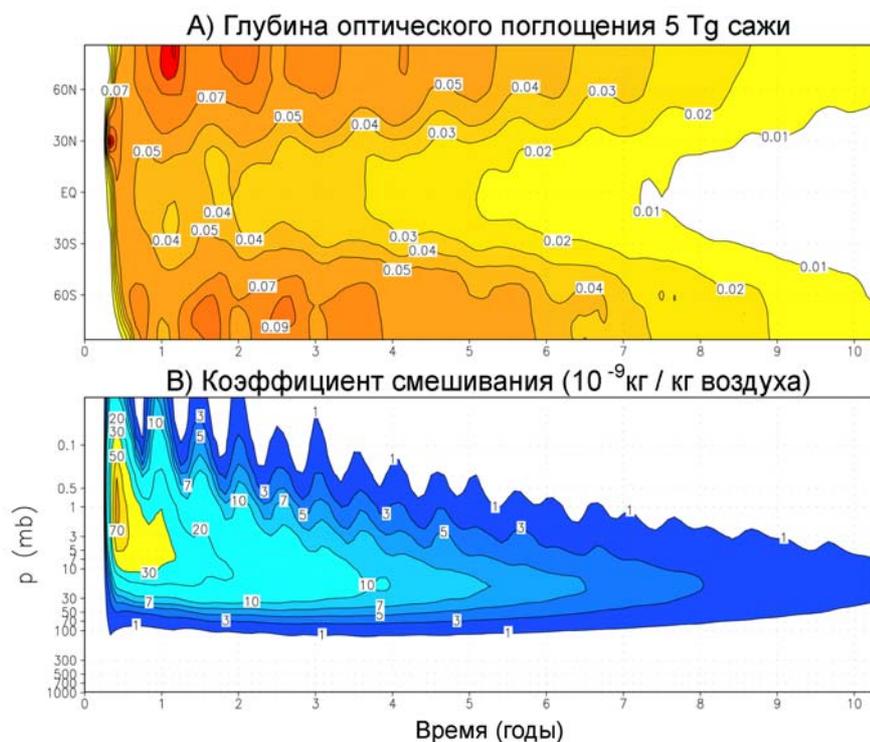


Рис. 1. Горизонтальное и вертикальное распределения дыма для стандартного 5 Tg случая.

(А) Зональная средняя глубина оптического поглощения как функция от широты и времени. Ясно видно распространение дыма в высокие широты и последующее уменьшение его массы (или концентрации).

(В) Глобальное среднее вертикальное распределение сажи как функция от времени, изображенная в виде коэффициента смешения масс. Полугодовой подъем объясняется нагреванием в течение солнцестояния в каждом летнем полушарии (Рис.2).

Теперь мир столкнулся лицом к лицу с перспективой создания небольших ядерных арсеналов во многих других странах. Тооп и др. [2007а] показали, что прямое воздействие даже относительно малого числа ядерных взрывов стало бы бедствием для региона, где они произошли. В данной работе мы изучили влияние на климат дыма, образующегося в результате пожаров, вызванных региональным конфликтом между двумя странами, каждая из которых применила 50 ядерных зарядов по 15 Кт (примерно, мощность бомбы на Хиросиму) для удара по наиболее населенным городским регионам. В соответствии с указанным исследованием Туна (Тооп) и других, такой конфликт создал бы от 1 до 5 Tg ($1\text{Tg} = 10^{12}\text{g}$, В.Я.) аэрозольных частиц угольной сажи, вброшенных в верхнюю тропосферу, с последующим их выпадением оттуда в виде черного дождя.

Средне-зональное изменение поверхностной коротковолновой радиации (Wm^{-2})

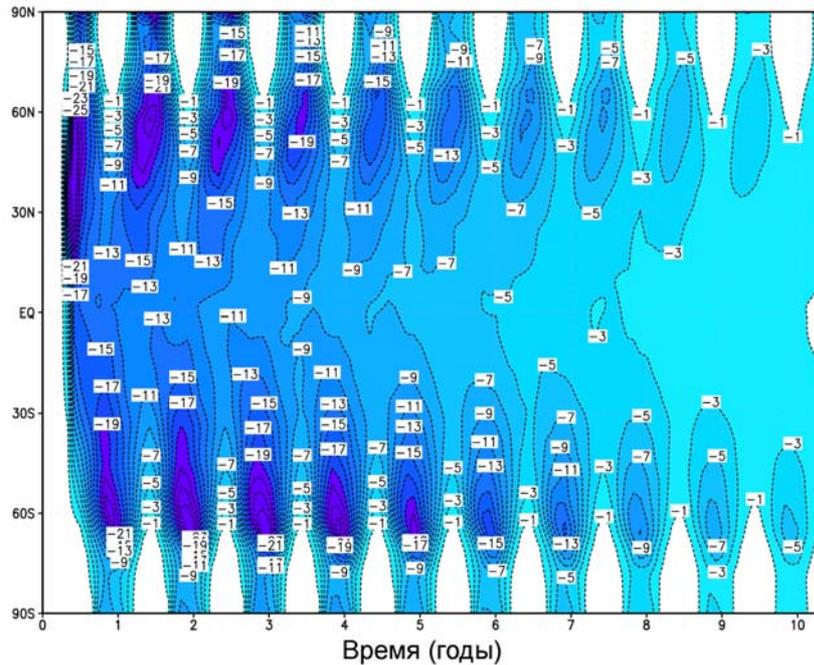


Рис. 2. Зональное среднее изменение поверхностной коротковолновой радиации для стандартного 5 Tg случая. Это необходимо сравнивать с глобальным средним значением $+1,5 Wm^{-2}$ при удвоенном содержании CO_2 в атмосфере, или же с максимальным значением $-3 Wm^{-2}$ для случая сильнейшего в 20-м веке извержения вулкана Пинатубо в 1991 году [Kirchner и др., 1999; Рис.3].

2. Модель климата

Для расчетов мы использовали современную (так называемую «*state-of-the-art*») климатическую модель (Модель-Е), разработанную в Годдардском Институте космических исследований НАСА (NASA Goddard Institute for Space Studies), которая включает модуль для оценки переноса и седиментации аэрозольных частиц [Koch и др., 2006]. Модель общей циркуляции атмосферы интерактивно связана с полной моделью общей циркуляции океана, которая рассчитывает морские льды. Это позволяет поверхностному слою океана относительно быстро реагировать на внешние воздействия. Более глубокие слои океана изменяются на временах порядка года.

Модель климата (с перемешанными слоями океана) прекрасно работает по моделированию климатических последствий извержения вулкана Катмаи в 1912 году [Oman и др., 2005]. Мы также использовали эту модель для имитации процесса перемещения и удаления аэрозолей сульфата (солей серной кислоты) при извержениях в тропических и высокоширотных зонах [Oman и др., 2006], и показали, что она хорошо подходит для воспроизведения продолжительности существования и распределения вулканических аэрозолей. По нашей модели, в стратосфере эти аэрозоли имеют экспоненциальную характеристику времени их существования (*e-folding residence time*), равную 12 месяцам, что отлично согласуется с данными наблюдений. Аэрозольный модуль [Koch и др., 2006] также подсчитывает частицы сажи, имеющие эффективный радиус в $0,1 \mu m$ (микрона). В видимом спектре длин волн (от 400 до 800 нанометров – В.Я.) частицы

сажи имеют коэффициент снижения массы (*mass extinction coefficient*), равный $9 \text{ m}^2/\text{g}$; при этом коэффициент отражения для одной частицы (*single scattering albedo*) = 0.31, а коэффициент поглощения массы (*mass absorption coefficient*) = $6.21 \text{ m}^2/\text{g}$ [см. также Toon и др., 2007a].

Изменение глобальной температуры и интенсивности выпадения осадков

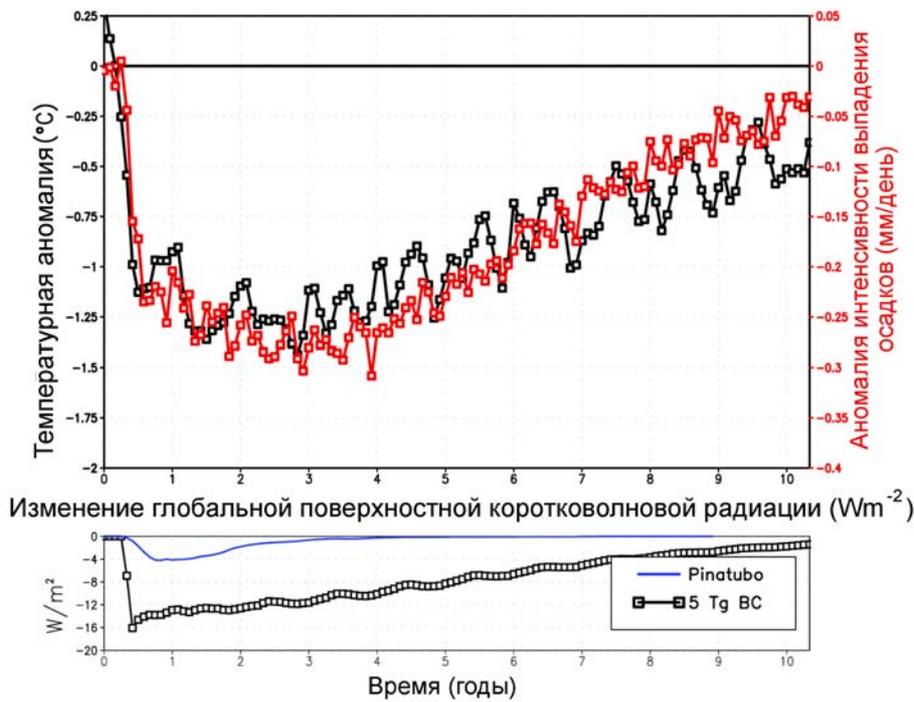


Рис. 3. Изменение от времени глобальной средней чистой поверхностной коротковолновой радиации, температуры воздуха у поверхности и изменение интенсивности выпадения осадков для стандартного 5 Tg случая. Глобальная средняя интенсивность выпадения осадков в контрольном случае равна 3,0 мм в день, так что изменения за 2-й – 4-й годы составляют 9% от глобальной средней интенсивности. Нормальное выпадение осадков восстанавливается быстрее, чем температура, но восстановление и того, и другого идет медленно. Для сравнения показано, как восстанавливалась глобальная средняя чистая поверхностная коротковолновая радиация при моделировании извержения вулкана Пинатубо в 1991 году [Oman и др., 2005].

Мы брали атмосферную часть модели с $4^\circ \times 5^\circ$ разрешением по широте и долготе, и с 23 слоями по вертикали, простирающимися на высоту 80 км. Обычная спаренная модель циркуляции океана [Russell и др., 1995] имеет 13 слоев и такое же $4^\circ \times 5^\circ$ разрешение по широте и долготе. В наших расчетах мы вбрасывали 15 мая 5 Tg сажи в объем с основанием, равным площади одной расчетной ячейки («*column of grid boxes*»), в районе с координатами 30°N (северной широты) и 70°E (восточной долготы). Мы вводили сажу в те слои модели, которые соответствуют верхней тропосфере - 300-150 mb (миллибар – В.Я.).

Мы провели 30-ти летний контрольный расчет для незагрязненной атмосферы и три 10-ти летних расчета со случайно выбранными начальными условиями и с выбросами дымового аэрозоля. Результаты, осредненные по ансамблю из этих трех расчетов, сравнивались со средними полями из контрольного эксперимента. Разница между тремя членами ансамбля мала по сравнению с возмущением, гарантируя, что естественная хаотическая изменчивость не влияет на полученные результаты.

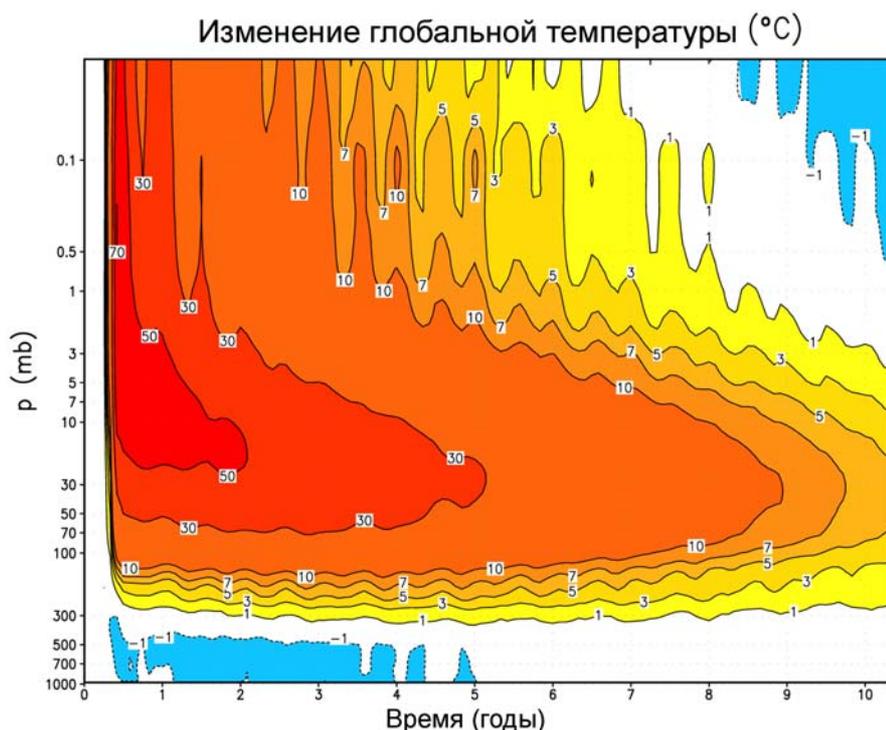


Рис. 4. Изменение глобальной средней температуры (°С) от поверхности до слоя с 0.02 mb для стандартного 5 Tg случая.

3. Результаты

В модели, при воздействии на аэрозольный слой коротковолновой радиации, частицы сажи нагреваются. Этот нагрев индуцирует вертикальное перемещение, и аэрозоли поднимаются, приближаясь к верхней части стратосферы (Рис. 1), т.е. намного выше, чем это обычно имеет место для слабо абсорбирующих вулканических сульфатных аэрозолей [Stenchikov и др., 1998]. В результате, аэрозоли имеют очень большое время существования, и они продолжают воздействовать на климат на поверхности Земли в течение более десяти лет. Параметр «*mass e-folding time*» составляет для дыма 6 лет, в то время как для обычных извержений вулканов он равен одному году [Oman и др., 2006], а для тропосферных аэрозолей – одной неделе. Спустя 6 лет, *mass e-folding time* частиц дыма снижается, но все еще остается более высоким, чем у вулканических аэрозолей. Такая долгая продолжительность существования аэрозолей отличается от результатов, полученных в предыдущих моделированиях ядерной зимы, в которых либо фиксировалась степень вертикального распространения аэрозолей [Turco и др., 1983], либо использовались более старые модели климата с ограниченным вертикальным разрешением и меньшими высотами, искусственно ограничивавшие срок жизни частицы [Aleksandrov и Stenchikov, 1983; Covey и др., 1984; Malone и др., 1986]. К тому же, субтропическая широта районов для вбрасывания (*injection*) дыма, выбранная в нашем исследовании, обуславливает больший нагрев солнцем, нежели в прошлых сценариях ядерной зимы, которые рассматривали дымы в среднеширотных Советском Союзе, Европе и США. Меньшая широта также гарантирует, что эффект восходящего потока должен сохраняться круглый год. Значит, большие воздействия указанных факторов

могут иметь место не только для войн весной и летом, как это считалось ранее [Robock, 1984; Covey и др., 1984; Schneider и Thompson, 1988].

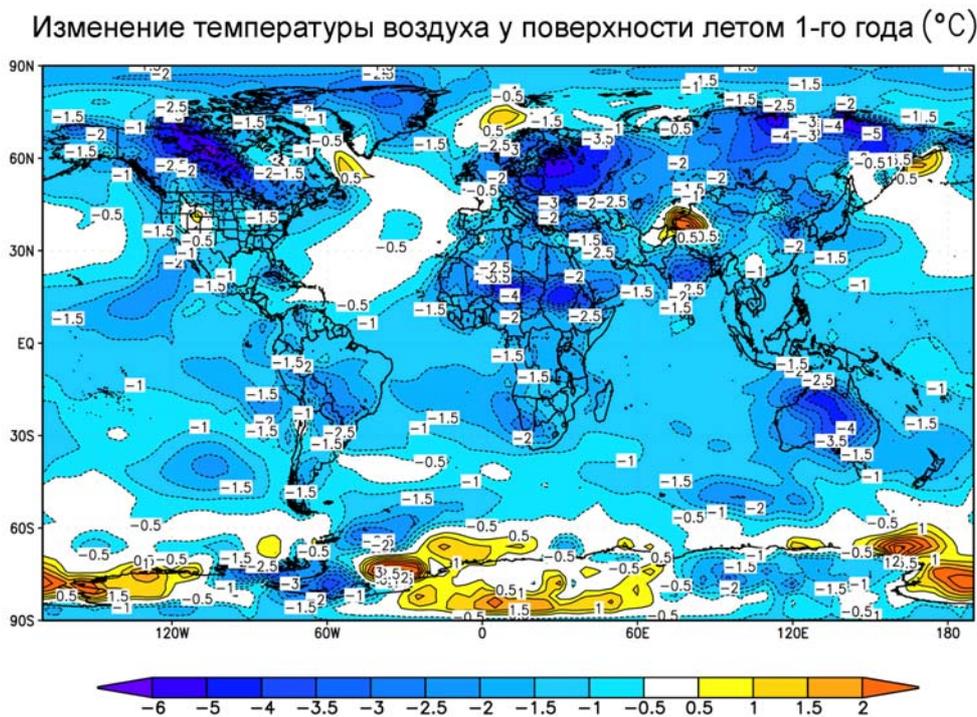


Рис. 5. Изменение температуры воздуха у поверхности для стандартного 5 Tg случая, усредненное за июнь, июль и август первого года после инъекции дыма. Наибольший эффект виден над землей, но имеется также существенное охлаждение над океаном в тропической зоне. Потепление над Антарктикой, отмечаемое в отдельных небольших районах, объясняется нормальными внутритроновыми колебаниями, и несущественно.

В нашем исследовании максимальное изменение, в среднем по Земле, поверхностной коротковолновой радиации составило -15 Wm^{-2} (Рис. 2). Это отрицательное возмущение (*forcing*) сохраняется несколько лет, со средним значением до -7 Wm^{-2} даже спустя пять лет после первичного вброса дыма. Оно имеет знак «минус», но намного большую величину, чем средне-глобальное значение $+1,5 \text{ Wm}^{-2}$ на поверхности или $+4 \text{ Wm}^{-2}$ в тропопаузе при удвоенном содержании CO_2 в атмосфере. («*Tropopause*» – это слой в атмосфере между тропосферой и стратосферой, где воздух при температуре минус 50°C становится почти полностью сухим – В.Я.). Оно также значительно превосходит средне-глобальное возмущение в -4 Wm^{-2} при извержении вулкана Пинатубо (Mt. Pinatubo) в 1991 году, крупнейшем в 20-м веке [Kirchner и др., 1999]. Это вулканическое радиационное возмущение снижалось с *e-folding time*, равным только одному году, и со средним значением в первый год в размере $-3,5 \text{ Wm}^{-2}$ (Рис. 3).

Дымовое облако оказывает сильное влияние на температуру у поверхности Земли (Рис. 3). (Температуры в стратосфере также резко искажаются (Рис. 4)). Средне-глобальное поверхностное охлаждение в $-1,25^\circ$ по Цельсию сохраняется годы, и спустя десять лет оно все еще составляет минус $0,5^\circ$ (Рис. 3). Температурные изменения наиболее велики над землей. Карта температурных изменений для лета в северном полушарии спустя один год после вброса дыма показана на рисунке 5. Охлаждение на несколько градусов происходит над большими

пространствами Северной Америки и Евразии, включая основную часть районов выращивания зерновых. Как и в случае для оценок ядерной зимы, существенное влияние на климат будет иметь место в регионах, далеко удаленных от зон взрывов или от стран, вовлеченных в конфликт.

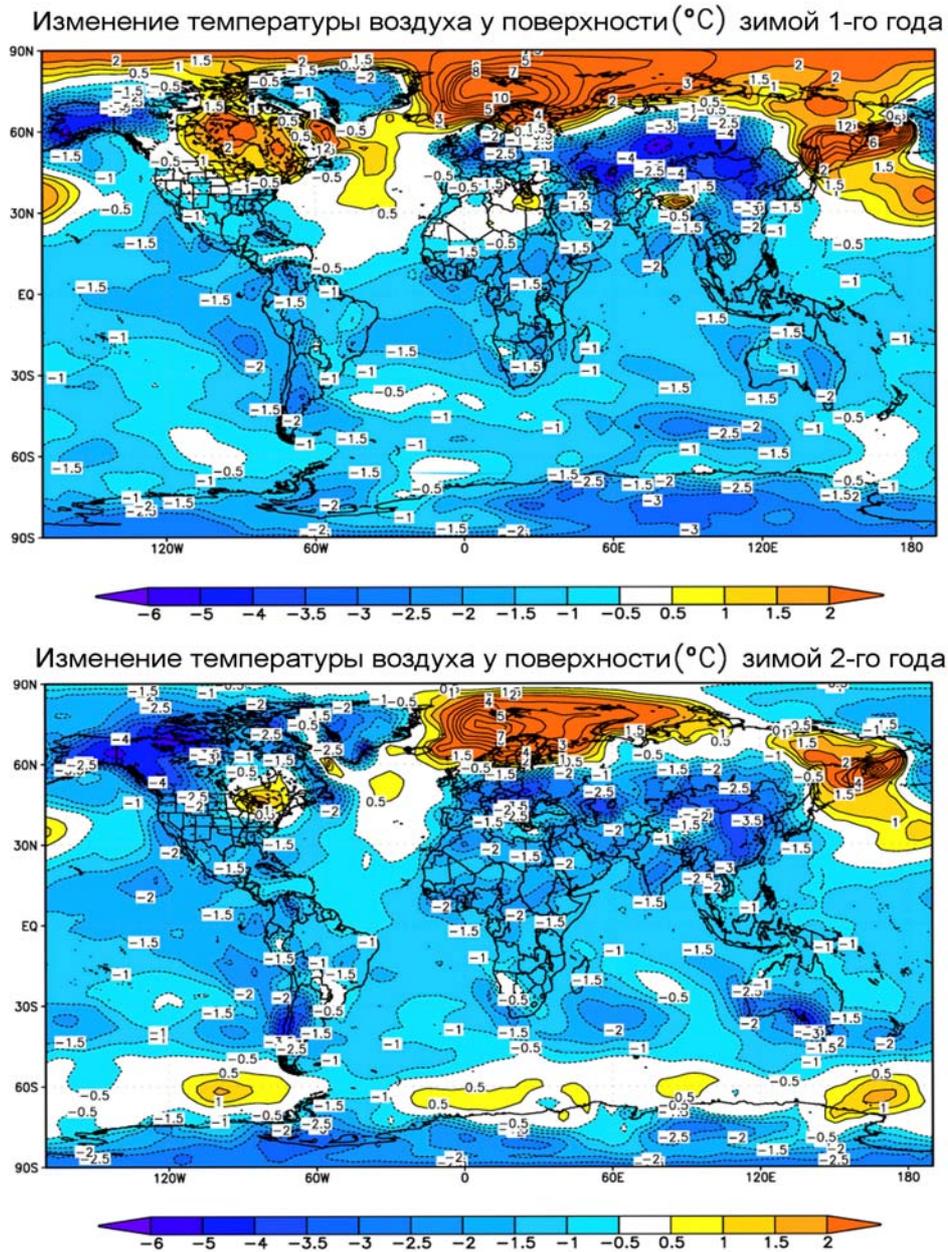


Рис. 6. Изменение температуры воздуха у поверхности для стандартного 5 Tg случая, усредненное за первую (вверху) и вторую (внизу) зимы (декабрь-январь-февраль) после вброса дыма. Наряду с большим охлаждением над большей частью земной поверхности, имеется потепление зимы в северной Евразии, что является хорошо известной реакцией на нагревание стратосферы в тропической зоне, наблюдавшееся после больших извержений вулканов [Робок, 2000]. Небольшое охлаждение/слабое потепление в полосе широты 60° в южном полушарии происходит вследствие реакции океана, вызванной более слабыми западными ветрами у поверхности и меньшим смешиванием воды в океане.

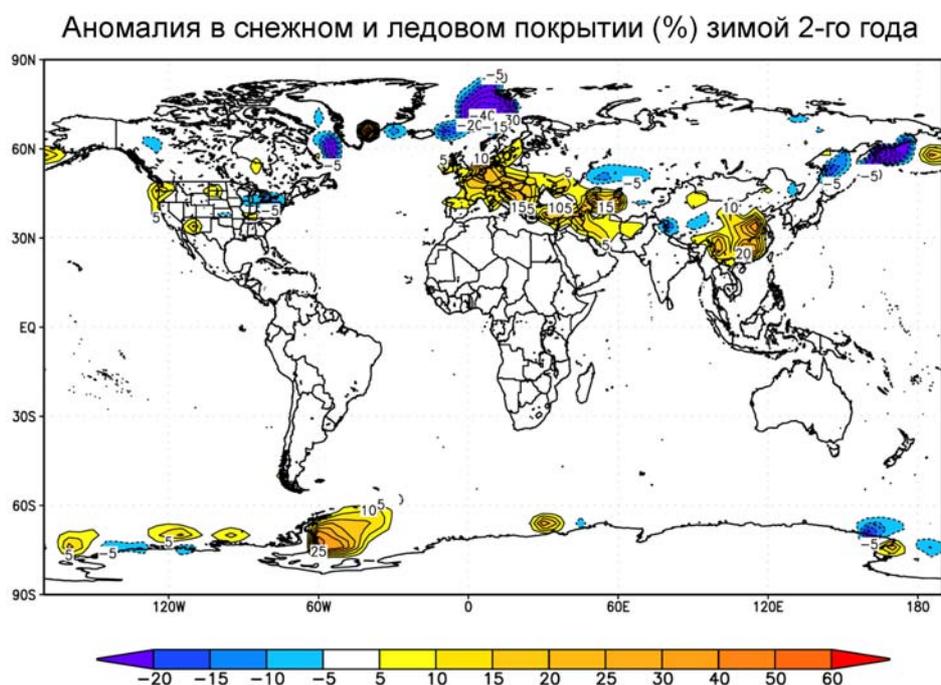


Рис. 7. Фрагментарные изменения в снежном и ледовом покрытии во вторую зиму (декабрь-январь-февраль) после вброса дыма для стандартного 5 Tg случая. Например, величина +15% означает, что усредненное за данный сезон покрытие изменилось с 20% на 35%, или же с 0% на 15%.

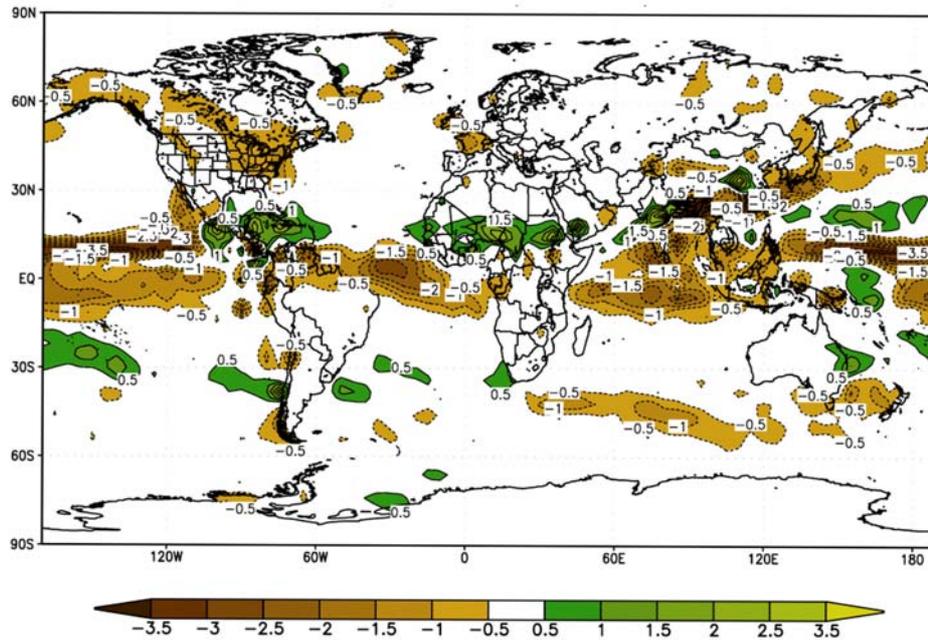
Зимние температуры в северном полушарии также сильно изменяются (Рис. 6). Отражающий эффект снега (*snow feedbacks*) усиливает климатическую реакцию и увеличивает ее длительность, как это видно по показанным на рисунке 7 областям с изменяющимся снежным и ледяным покровом. Такое влияние отражающего эффекта снега было ранее замечено Робокком (Robock) в 1984 году, использовавшим модель энергетического баланса при оценке сценариев ядерной зимы. В нашем исследовании эти снежные аномалии сохраняются в течение пяти лет (не показано).

В первую и вторую зиму отмечено также существенное потепление в северной Евразии (Рис. 6). Это – хорошо известная реакция на нагревание стратосферы в тропических областях, которое наблюдалось после больших извержений вулканов [Robock, 2000], и было связано с несомненным влиянием Arctic Oscillation (колебаний атмосферного давления в арктической зоне с периодом от нескольких недель до десятилетий – В.Я.). Нагрев аэрозолей в тропических областях ведет к увеличению температурного «полюс-экватор» градиента, усилению потоков и к изменению связанной с этим системы круговорота в стратосфере, в результате чего теплый океанический воздух распространяется над зимующими континентами.

Отмечена также область потепления на широте 60° в южном полушарии во второе лето (Рис. 6). Но это не вызвано влиянием отражающего эффекта морского льда, поскольку здесь нет соответствующих изменений в ледовом покрытии (Рис. 7). Скорее, это есть сдвоенная «динамическая - излучающая» (*dynamical - radiative*) реакция в океанском круговороте. Значительно более слабые западные ветры на поверхности создают такие же ослабленные океанские околополярное течение и вертикальное смешивание, что уменьшает утечку

солнечного тепла с поверхности и приводит к меньшему охлаждению или небольшому потеплению. Это похоже на механизм, описанный Мэнебом [Manabe] и другими в 1991 году в эксперименте на спаренной «атмосфера-океан» модели климата со скоротечным увеличением и уменьшением содержания углекислого газа, который также показал небольшое потепление в этом регионе при уменьшенном CO₂. Эта реакция не видна в первое лето (Рис.6), т.к. доминируют излучающие эффекты, но она имеет место в южном полушарии в следующие два летних сезона (не показано).

Изменение интенсивности выпадения осадков (мм/день) летом 1-го года



Изменение интенсивности выпадения осадков (%) летом 1-го года

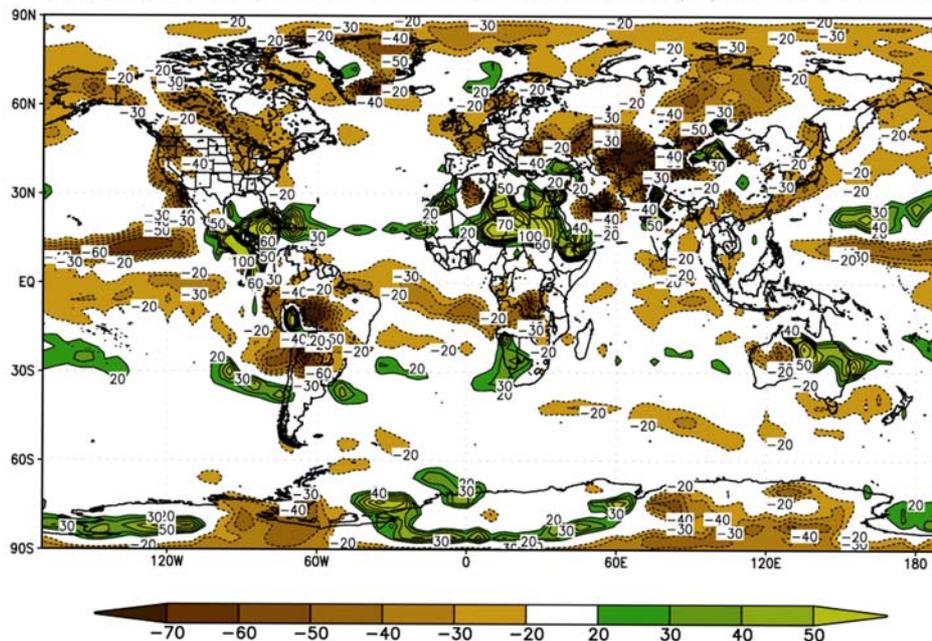


Рис. 8. Изменение интенсивности выпадения осадков для стандартного 5 Tg случая, усредненное за июнь, июль и август первого года после вброса дыма. На верхней карте показано абсолютное изменение осадков в мм/день, на нижней – это же изменение в %.

Глобальная усредненная аномалия температуры **плюс 5 Tg**
вброс в 2006 году

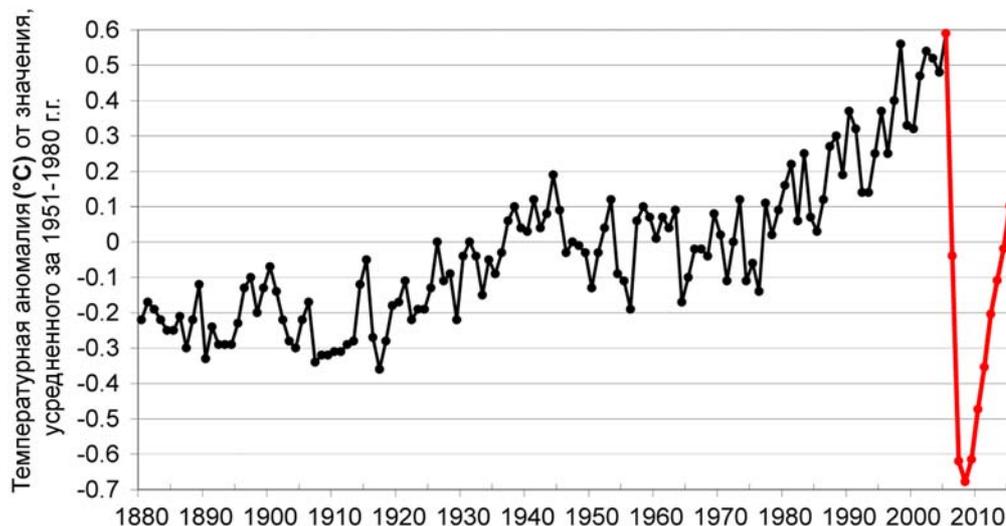


Рис. 9. Глобальное усредненное изменение температуры воздуха у поверхности для стандартного 5 Tg случая в контексте климатических изменений за последние 125 лет. Наблюдение взято из анализа, проведенного в GISS [Hansen и др., 2001], обновленные данные см. на <http://data.giss.nasa.gov/gistemp/2005/>.

В результате охлаждения земной поверхности уменьшается испарение и нарушается глобальный гидрологический цикл. Глобальный уровень выпадения осадков снижается примерно на 10% (Рис. 3). На рисунке 8 показана карта изменений выпадения осадков летом в северном полушарии спустя один год после вброса дыма. Наибольшее изменение происходит во «внутритропической зоне сходимости» (Intertropical Convergence Zone), как это было отмечено при извержении вулкана Пинатубо в 1991 году [Spencer и др., 1998]. («Intertropical Convergence Zone» - это область низкого давления в тропиках, где встречаются северные и южные ветры – В.Я.). Существенные изменения происходят в обычных сезонных циклах на больших территориях континентов, включая сильное сокращение периода муссонных дождей в Азии. Интересно, что здесь, кажется, имеет место увеличение выпадения осадков над регионом Sahel в Африке (регион от Сахары до Судана – В.Я.), что можно также интерпретировать как ослабление циркуляции по модели «Hadley Cell circulation» (модель круговорота в тропической атмосфере – В.Я.).

Ghan и другие, изучая в 1988 году ядерную зиму с намного более сильными возмущениями, отметили и намного большее влияние на степень выпадения осадков, поскольку нагревание верхних слоев тропосферы дымом от ядерных взрывов делает ее значительно стабильней. Эти эксперты выполнили свое моделирование только для периода в 30 дней. В наших исследованиях, которые впервые позволяют дыму подниматься в средние и верхние слои стратосферы, дым быстро удаляется из верхней тропосферы, и поэтому нет условий для такой реакции. Robock и другие [2007], используя нашу модель для полного моделирования ядерной зимы, произвели подобный быстрый подъем (*lifting*) дыма и показали, что все предшествовавшие исследования, такие как вышеуказанная

работа Гэна (Ghan) и др., были ограничены моделирующими возможностями компьютеров того времени.

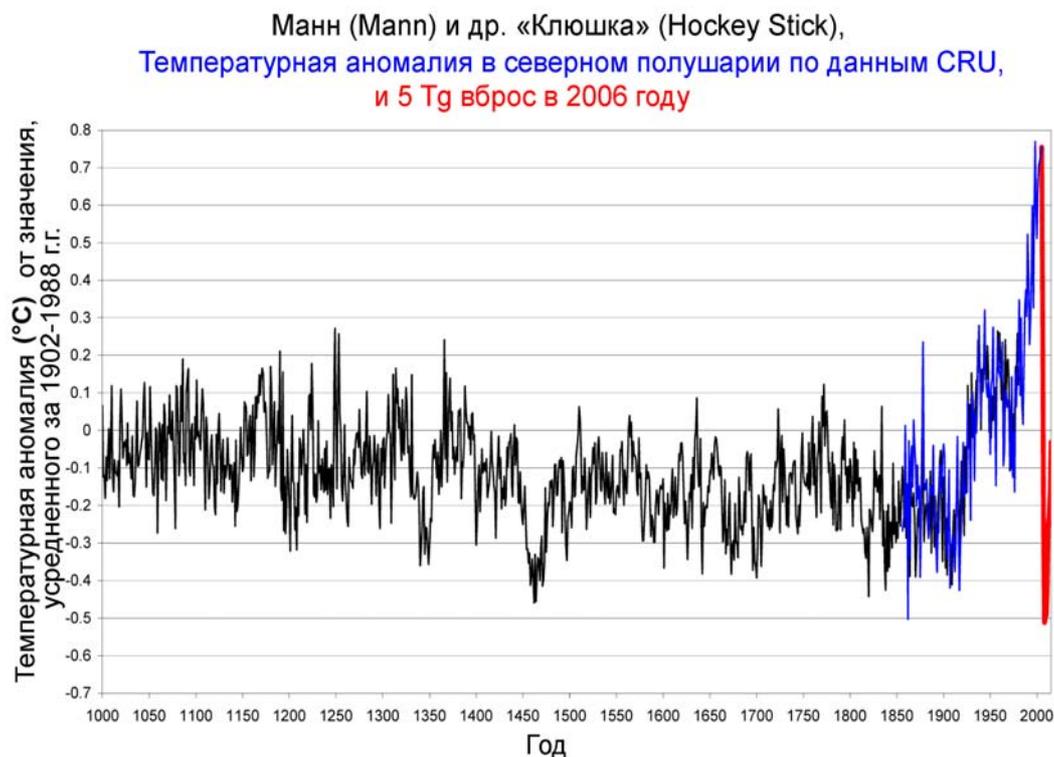
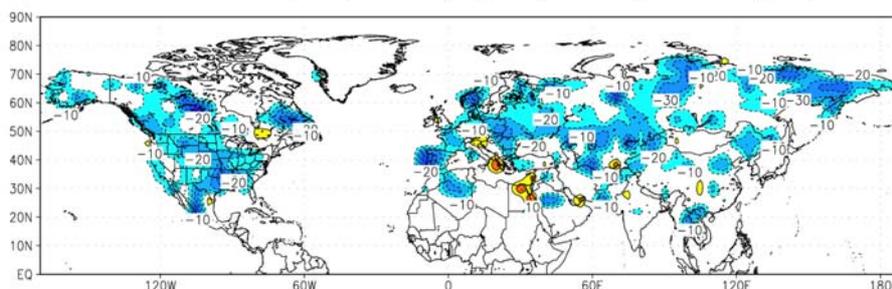


Рис. 10. Усредненное изменение температуры воздуха у поверхности в северном полушарии для стандартного 5 Tg случая (красное) в контексте климатических изменений за последнюю тысячу лет. Черная кривая взята из работы Mann и других в 1999 г., а синяя – из последних данных Climatic Research Unit website (<http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/temperature/>).

Величайшее за последние 500 лет извержение вулкана - извержение Тамборы (Tambora) в 1815 году в Индонезии – вылилось на следующий, 1816-й год в северном полушарии в «Год Без Лета», когда убийственные морозы разрушали в течение всех летних месяцев сельское хозяйство в Новой Англии и привели к значительной эмиграции [Stommel and Stommel, 1983]. Погода тем летом была настолько холодной и сырой, что во многих местах жатва была сорвана, и это привело к голоду и экономическому коллапсу [Post, 1970]. Но этот климатический срыв продолжался только около одного года. Поскольку в нашем исследовании аэрозоли сажи подняты в верхнюю стратосферу, где продолжительность их существования близка к десяти годам, влияние на климат в случае вброса 5Tg является значительно более сильным и длительным, чем последовавшее за извержением Тамборы (Рис. 3). И вулканический пепел (крупные частицы материала земной коры, называемые также «тепра» - *tephra*), и более мелкие сульфатные аэрозоли имеют намного больший индивидуальный параметр рассеивания (*scatter albedo* - альбеда), чем дым от ядерных пожаров. Поэтому они поглощают намного меньше радиации и, следовательно, проявляют слабую способность к подъему вверх. Кроме того, с учетом результатов недавнего моделирования влияния извержений вулканов на температуру и теплоемкость океана [Delworth и др., 2005], мы знаем, что климатическое воздействие такого нарушения может продолжаться в океане в течение периода, более чем столетие.

Похолодание за десять лет, вызванное нашим 5Tg вбросом, почти в два раза превосходит (по амплитуде – В.Я.) то глобальное потепление (около 0,7°C), которое произошло за последние сто лет (Рис. 9). Это похолодание могло бы характеризоваться температурами ниже тех, что были во время прединдустриального «Малого Ледникового Века» (*Little Ice Age* – это несколько холодных погодных периодов между 17-м и 19-м веками – В.Я.).

Изменение в сезоне выращивания (в днях) в северном полушарии в 1-й год



Изменение в сезоне выращивания (в днях) в южном полушарии в 1-й и 2-й годы

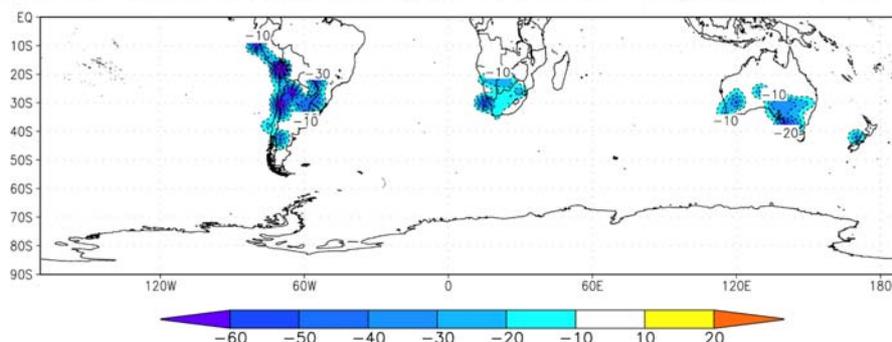


Рис. 11. Изменение в сезоне выращивания (период без заморозков) в первые годы после стандартного 5 Tg вброса дыма.

4. Воздействия

В исследованном нами сценарии могло бы быть много видов прямого воздействия на людей, включая сами взрывы, пожары и радиоактивность [Тооп и др., 2007а]. Такой ядерный конфликт регионального масштаба принес бы несчастья, сравнимые со всеми теми, которые достались миру во вторую мировую войну. Но представленные здесь результаты показывают, что могли бы быть также и важные косвенные воздействия.

Сельское хозяйство подверглось бы воздействию многих факторов, в том числе – изменениям температуры, интенсивности выпадения осадков, солнечной освещенности [Robock и др., 1993; Mauntin и др., 1995]. К примеру, на рисунке 11 показаны изменения в длительности периодов, свободных от заморозков, в рамках первого полного сезона выращивания урожая в северном и южном полушариях. Такие большие сокращения требуемого сезона могут полностью уничтожить урожай из-за недостатка времени для его созревания. Эти сокращения продолжаются несколько лет. Кроме того, вероятны и потери в озоновом слое [Тооп и др., 2007а], с эффектом проникающей вниз ультрафиолетовой радиации [Vogelmann и др., 1992]. Необходим последующий анализ этих и других воздействий, что выходит за рамки данной публикации.

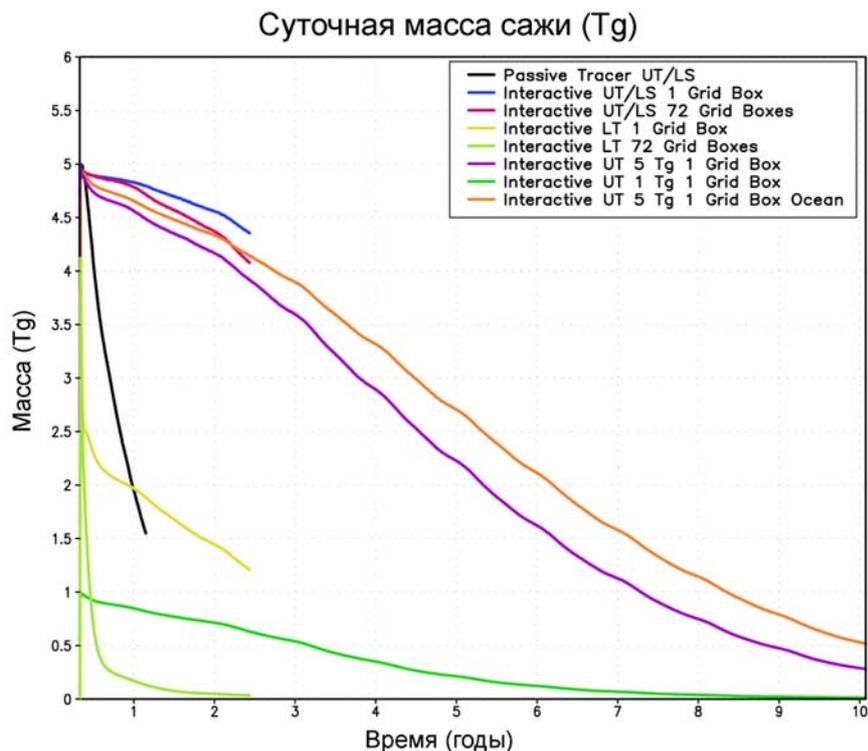


Рис. 12. Сравнение массы сажи при различных проверках, упомянутых в тексте и в таблице 1, с помощью модели климата со смешанными слоями. UT – это верхняя тропосфера, LT – нижняя тропосфера, LS – нижняя стратосфера. Фиолетовая линия “Interactive UT 5 Tg” относится к модели климата со смешанными слоями, а линия с добавленным словом «Ocean» показывает результат представленного в данной статье стандартного исследования с использованием полной модели всеобщей циркуляции океана.

5. Неопределенности

Представленные здесь соображения являются первой попыткой оценки влияния сажи, образующейся в ходе ядерных конфликтов, с помощью спаренной «атмосфера-океан» модели всеобщей циркуляции, представляющей, по видимому, наше наиболее полное и точное понимание системы климата. Тем не менее, результаты зависят от правильности модели климата, которую мы использовали, и от предположений, которые мы сделали. Модель климата экстенсивно проверена нашими собственными исследованиями вулканического облака [Oman и др., 2005, 2006], а также при международных перекрестных сравнениях, как часть Четвертой оценки межправительственной экспертной группы по проблеме изменения климата (Fourth Assessment of the Intergovernmental Panel on Climate Change) [Miller и др., 2006; Stenchikov и др., 2006]. Эта модель имеет климатическую чувствительность в середине диапазона других моделей и работает на современном уровне «state-of-the-art» моделей.

Вначале мы исследовали полный комплект невозмущенного климата с 5Tg пертурбациями по версии Модели «Е», спаренной с моделью океана со смешанными слоями (типа «плита» - *slab*), используя так называемый подход «Кю-поток» (*Q-flux*), той же самой версии, что мы применяли в наших экспериментах с вулканами. Результаты получились очень похожими на рассмотренные выше, исключая то, что начальное охлаждение над океанами в первый

год шло медленнее, т.к. модель всеобщей океанской циркуляции имеет на поверхности океана более тонкие слои, которые могут реагировать быстрее, чем в модели типа «плита». Но затем максимум глобального усредненного охлаждения в модели «плита» становился несколько большим (максимальная аномалия равна $-1,5^{\circ}\text{C}$ на третий-четвертый годы) и восстановление шло медленнее (аномалия еще составляла $-0,75^{\circ}\text{C}$ спустя десять лет), поскольку изменение океанской циркуляции, как следствие воздействия, стремится сместить и перенести часть сигнала на значительные расстояния. Раз обе версии модели дали, как и ожидалось, схожие результаты, мы имеем большее доверие к ним. Тем не менее, эксперименты должны быть повторены с другими моделями климата для того, чтобы проверить, как зависят результаты от того, какая модель применяется.

Таблица 1. Описание вариантов моделирования. Результаты для стандартной 5 Tg инъекции в верхнюю тропосферу (UT 5 Tg Standard) детально представлены в тексте данной статьи. UT вариант со смешанными слоями в океане, рассмотренный в тексте, имел ту же самую структуру, что и UT Standard, за исключением того, что контрольный прогон проводился для периода в 15 лет. Глобальная загрузка аэрозолями для всех случаев показана на рисунке 12. Дым при пассивном прогоне (passive run) не был активно излучающим, как во всех других вариантах.

Вариант	Количество членов в ансамбле	Длительность (годы)	Выброс дыма		
			Масса (Tg)	Слой (мбар)	Местоположение
Control	1	30	0	нет	нет
Passive	3	10	5 (passive)	170-100	30° N, 70° E
UT/LS	3	10	5	170-100	30° N, 70° E
UT/LS Band	3	10	5	170-100	30° N band
UT (Standard)	3	10	5	300-150	30° N, 70° E
UT 1 Tg	3	10	1	300-150	30° N, 70° E
LT	3	10	5	907-765	30° N, 70° E
LT Band	3	10	5	907-765	30° N band

В модели климата нами использовались типичные (*default*) значения оптических свойств сажи, но дым в горящих городах может быть смесью сажи с другим материалом, который имеет более сильную отражающую способность и другое распределение по размерам. Было принято допущение, что получающийся в результате материал мог бы быть изначально размещен в верхней тропосфере, но это допущение может оказаться консервативным, т.к. наблюдения в Канаде и Австралии показывают наличие выбросов дыма от интенсивных лесных пожаров прямо в стратосферу [Fromm и др., 2003, 2005, 2006].

Мы провели эксперименты с версией модели со смешанными слоями, помещая аэрозоли в верхнюю тропосферу и нижнюю стратосферу, и результаты были очень похожи на те, что только что обсуждены для моделирования в верхней тропосфере, с аэрозолями, имеющими в последнем случае несколько большее время существования. В обоих случаях аэрозоли были подняты в верхнюю стратосферу с малой степенью удаления. Мы также вводили аэрозоли в верхнюю тропосферу и нижнюю стратосферу в зональной полосе на 30° N (северной широты), что является более предпочтительным, нежели только в еди-

ничную *grid box*, и в результате получили немного более слабый подъемный эффект из-за уменьшенного исходного нагрева, хотя продолжительность существования аэрозолей оставалась большей, чем в нашем стандартном сценарии с их размещением в верхней тропосфере. Когда мы поместили аэрозоли в нижнюю тропосферу (907-765 mb), то около половины их количества было удалено в течение 15 дней, а другая половина поднялась в стратосферу. В таблице 1 перечислены все эти различные варианты моделирования, а на рисунке 12 приведены графики соответствующей продолжительности существования аэрозолей.

Относительно грубое горизонтальное разрешение, использованное в нашей модели атмосферы ($4^\circ \times 5^\circ$), может быть не адекватным для исследования эффекта подъема аэрозолей в стратосферу, т.к. действительная атмосферная конвекция происходит в меньших пространственных масштабах. В настоящее время мы проводим работу с более высоким разрешением в региональной модели климата с целью проверить зависимость от выбранного масштаба, но рассмотрение результатов этого исследования не является целью данной публикации.

В то время как Ledley и Thompson (1986) предложили, что сажа, оседая на морские льды, уменьшает альбедо и ослабляет охлаждение, вызванное сильным аэрозольным загрязнением, Vogelmann и другие [1988] использовали энерго-балансовую климатическую модель [Robock, 1984] и показали, что этот эффект был бы важен только в случае достаточно сильной солнечной инсоляции, при которой важность альбедо снега и льда повышается. К тому времени, когда атмосфера становится достаточно прозрачной, Vogelmann и другие показали, что чистый снег прикроет осажденную сажу, существенно уменьшая значение этого эффекта. Данная особенность не была изучена в моделированиях, рассмотренных здесь, но поскольку Модель «Е» имеет способность ее проверить [Hansen и Nazarenko, 2004], влияние указанного эффекта должно быть проверено в последующих исследованиях с применением этой всеобъемлющей модели.

Частицы сажи в нашей модели имеют эффективный радиус $0,1 \mu\text{m}$, а излучающие свойства аэрозолей зависят от их размеров. Reid [2005] ясно показывает, что дым от горящих биомасс имеет очень маленькие частицы со средним диаметром $0,1-0,2 \mu\text{m}$, однако следует провести дополнительные эксперименты, чтобы проверить зависимость результатов от предположений, принимаемых в модели.

Наша модель не учитывает коагуляцию (*coagulation*) частиц сажи и последующие снижение степени их влияния на радиацию и уменьшение продолжительности их существования. Однако мы нашли, что плотность одновременно поднятой вверх сажи составляет только несколько десятков частиц на кубический сантиметр. При такой плотности эффект коагуляции будет снижать концентрацию частиц по экспоненциальному закону (*by a factor of e*) с характерным временем приблизительно в один год [Toon и др., 2001], так что по этой причине не следует ожидать сильного снижения концентрации сажи. Кроме того, аэрозоли сажи имеют тенденцию к коагуляции в цепочко-образные (*chain-shaped*) и пушистые (*fluffy*) частицы с меньшими скоростями падения, чем шарообразные образования с такой же массой. Оптические свойства несферических частиц сажи не зависят сильно от их размеров, в противоположность шарообразным частицам [Nelson, 1989]. Наши результаты не учитывают и возможное уменьшение поглощения дыма из-за фотохимических процессов в стратосфере [Toon и др., 2007a], что может снижать общее время существования сажи.

Мы также провели моделирование с вбросом 1 Tg сажи в верхнюю тропосферу, чтобы рассмотреть последствия от меньшего числа ядерных взрывов, или другие предположения о распространении дыма и его свойствах. Глобальные возмущения температуры и степени выпадения осадков спустя один год после вброса составили в данном сценарии 1/5 часть от тех величин, которые были получены для варианта с 5 Tg. Дым не поднялся так же высоко в стратосферу, но *e-folding lifetime* через 3,6 года оставался все еще намного большим, чем для случая с вулканическими аэрозолями (сравнить кривые на рисунках 3 и 12).

6. Политическое значение

Люди скапливаются в огромных мировых городских центрах, создавая мегаполисы с населением, превышающим 10 миллионов человек. Имеется, по крайней мере, восемь государств с реальными ядерными арсеналами, и 40 стран контролируют количество урана или плутония, достаточное для производства ядерных взрывчатых устройств. Удивительно, но только немногим более одной мегатонны суммарной мощности ядерных взрывов достаточно для создания такого уровня дыма, который привел бы к глобальным климатическим аномалиям, превышающим любое из известных в истории изменений. В настоящее время совокупный ядерный арсенал в мире имеет общую мощность в 5000 мегатонн.

Главное политическое значение ядерной зимы состоит в том, что полномасштабная ядерная атака вызвала бы такие климатические последствия, которые бы разрушили систему снабжения продовольствием, что было бы равносильно самоубийству для атакующей страны [Robock, 1989], и также ударило бы по странам, не участвующим в конфликте.

Гонка вооружений окончилась, и напряженность между сверхдержавами уменьшилась потому, что открытое обсуждение ядерной политики, начавшееся в ответ на теорию ядерной зимы, заставило человечество увидеть прямые и косвенные последствия применения ядерного оружия. Советский Союз распался только через пять лет после того, как началось резкое сокращение количества ядерных боеголовок, и это сокращение продолжается по такой же крутой линии, как и до распада СССР.

Несмотря на то, что последовали значительные сокращения американских и российских ядерных арсеналов, каждая сторона все еще сохраняет достаточно оружия, чтобы воспроизвести ядерную зиму [Robock и др., 2007]. Мы полагаем, что несколько других стран обладают теперь достаточным количеством ядерного оружия для того, чтобы не только нанести в региональной ядерной войне суровый ущерб самим себе и другим, но также причинить ущерб остальному миру через значительные изменения глобального климата, как это отмечено здесь и в работе [Toon и др., 2007a]. Результаты, полученные нами, нужно проверить на других моделях климата с последующим тщательным анализом последствий для сельского хозяйства, системы снабжения водой, глобальной торговли, связи, путешествий, программ борьбы с загрязнением воздуха, а также для изучения многих других потенциальных воздействий на человека. Каждая из этих опасностей заслуживает внимательного рассмотрения правительствами с экспертной помощью большей части научного сообщества, как это более детально предлагается в [Toon и др., 2007b].

Признательность: A. Robok, G.L. Stenchikov и L. Oman были поддержаны за счет грантов U.S. National Science Foundation ATM-0313592 и ATM-0351280.

Ссылки

- Aleksandrov, V. V. and Stenchikov, G. L.: On the modeling of the climatic consequences of the nuclear war (О моделировании климатических последствий ядерной войны), Proc. Applied Math, Computing Centre, USSR Academy of Sciences, Moscow, 21 pp., 1983.
- Covey, C., Thompson, S., and Schneider, S. H.: Global atmospheric effects of massive smoke injections from a nuclear war: results from general circulation model simulations (Глобальное влияние на атмосферу массивных выбросов дыма от ядерных взрывов: результаты исследований на модели всеобщей циркуляции), *Nature*, 308, 21–25, 1984.
- Crutzen, P. J. and Birks, J. W.: The atmosphere after a nuclear war: Twilight at noon (Атмосфера после ядерной войны: сумерки в полдень), *Ambio*, 11, 114–125, 1982.
- Delworth, T. L., Ramaswamy, V., and Stenchikov, G. L.: The impact of aerosols on simulated ocean temperature and heat content in the 20th century (Моделирование влияния аэрозолей на температуру и теплоемкость океана в 20-м веке), *Geophys. Res. Lett.*, 32, L24709, doi:10.1029/2005GL024457, 2005.
- Fromm, M. D. and Servranckx, R.: Transport of forest fire smoke above the tropopause by supercell convection (Подъем дыма от лесного пожара выше тропопаузы за счет supercell [вертикальной, как в сильную грозу, – В.Я.] конвекции), *Geophys. Res. Lett.*, 30(10), 1542, doi:10.1029/2002GL016820, 2003.
- Fromm, M., Bevilacqua, R., Servranckx, R., Rosen, J., Thayer, J. P., Herman, J., and Larko D.: Pyro-cumulonimbus injection of smoke to the stratosphere: Observations and impact of a super blowup in northwestern Canada on 3–4 August 1998 (Наблюдения и анализ влияния сильного взрыва в северо-западной Канаде 3-4 августа 1998 года), *J. Geophys. Res.*, 110, D08205, doi:10.1029/2004JD005350, 2005.
- Fromm, M., Tupper, A., Rosenfeld, D., Servranckx, R., and McRae, R.: Violent pyroconvective storm devastates Australia's capital and pollutes the stratosphere (Сильнейший пиро-конвективный шторм опустошает столицу Австралии и загрязняет стратосферу), *Geophys. Res. Lett.*, 33, L05815, doi:10.1029/2005GL025161, 2006.
- Ghan, S. J.; MacCracken, M. C., and Walton, J. J.: Climatic response to large atmospheric smoke injections: Sensitivity studies with a tropospheric general circulation model (Климатическая реакция на большие выбросы дыма в атмосферу: исследование на чувствительной модели всеобщей циркуляции в тропосфере), *J. Geophys. Res.*, 93, 8315–8337, 1988.
- Hansen, J. E., Ruedy, R., Sato, M., Imhoff, M., Lawrence, W., Easterling, D., Peterson, T., and Karl, T.: A closer look at United States and global surface temperature change (Более строгий взгляд на изменения поверхностной температуры в Соединенных Штатах и в мире в целом), *J. Geophys. Res.*, 106, 23 947–23 963, doi:10.1029/2001JD000354, 2001.
- Hansen, J. and Nazarenko, L.: Soot climate forcing via snow and ice albedos (Влияние отражающей способности снега и льда на роль фактора сажи в климате), *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 101, 423–428, doi:10.1073/pnas.2237157100, 2004.
- Harwell, M. A. and Hutchinson, T. C. (Eds.): Environmental Consequences of Nuclear War (Последствия ядерной войны для окружающей среды), SCOPE 28.

- Volume II, Ecological and Agricultural Effects, John Wiley & Sons, New York, 1986.
- Kirchner, I., Stenchikov, G. L., Graf, H.-F., Robock, A., and Antuñana, J. C.: Climate model simulation of winter warming and summer cooling following the 1991 Mount Pinatubo volcanic eruption (Исследование на модели климата зимнего потепления и летнего похолодания, последовавших за извержением вулкана Пинатубо в 1991 году), *J. Geophys. Res.*, 104, 19 039–19 055, 1999.
- Koch, D., Schmidt, G. A., and Field, C. V.: Sulfur, sea salt, and radionuclide aerosols in GISS ModelE (Сера, морская соль и аэрозоли радионуклеидов в Модели «Е» GISS), *J. Geophys. Res.*, 111, D06206, doi:10.1029/2004JD005550, 2006.
- Ledley, T. S. and Thompson, S. L.: Potential effect of nuclear war smokefall on sea ice (Возможные последствия задымления морского льда в результате ядерной войны), *Climatic Change*, 8, 155–171, 1986.
- Malone, R. C., Auer, L. H., Glatzmaier, G. A., Wood, M. C., and Toon, O. B.: Nuclear winter: Three-dimensional simulations including interactive transport, scavenging, and solar heating of smoke (Ядерная зима: трехмерное моделирование с учетом взаимного перемещения частиц дыма, их выдувания и нагревания солнцем), *J. Geophys. Res.*, 91, 1039–1054, 1986.
- Manabe, S., Stouffer, R. J., Spelman, M. J., and Bryan, K.: Transient responses of a coupled ocean-atmosphere model to gradual changes of atmospheric CO₂ (Преходящие реакции в спаренной «океан-атмосфера» модели на постепенные изменения содержания CO₂ в атмосфере). Part I. Annual mean response, *J. Climate*, 4, 785–818, 1991.
- Mann, M. E., Bradley, R. S., and Hughes, M. K.: Northern Hemisphere temperatures during the past millennium: Inferences, uncertainties, and limitations (Температуры в северном полушарии в течение последнего тысячелетия: предположения, неопределенности и ограничения), *Geophys. Res. Lett.*, 26, 759–762, 1999.
- Maytín, C. E., Acevedo, M., Jaimez, R., Andressen, R., Harwell, M. A., Robock, A., and Azócar, A.: Potential effects of global climatic change on the phenology and yield of maize in Venezuela (Возможное влияние глобального изменения климата на фенологию и урожай маиса в Венесуэле), *Climatic Change*, 29, 189–211, 1995.
- Miller, R. L., Schmidt, G. A., and Shindell, D.: Forced annular variations in the 20th century (Форсированные кольцеобразные изменения в 20-м веке), Intergovernmental Panel on Climate Change Fourth Assessment Report models, *J. Geophys. Res.*, 111, D18101, doi:10.1029/2005JD006323, 2006.
- Nelson, J.: Fractality of sooty smoke: Implications for the severity of nuclear winter, *Nature*, 339, 611–613, 1989.
- Oman, L., Robock, A., Stenchikov, G., Schmidt, G. A., and Ruedy, R.: Climatic response to high latitude volcanic eruptions (Влияние извержений вулканов в высоких широтах на климат), *J. Geophys. Res.*, 110, D13103, doi:10.1029/2004JD005487, 2005.
- Oman, L., Robock, A., Stenchikov, G. L., Thordarson, T., Koch, D., Shindell, D. T., and Gao, S.: Modeling the distribution of the volcanic aerosol cloud from the 1783–1784 Laki eruption (Моделирование распределения аэрозолей в облаке от извержения вулкана Лаки в 1783-1784 годах), *J. Geophys. Res.*, 111, D12209, doi:10.1029/2005JD006899, 2006.
- Pittock, A. B., Ackerman, T. P., Crutzen, P. J., MacCracken, M. C., Shapiro, C. S., and Turco, R. P. (Eds.): *Environmental Consequences of Nuclear War* (Последствия

- ядерной войны для окружающей среды), SCOPE 28. Volume I, Physical and Atmospheric Effects, John Wiley & Sons, New York, 1986.
- Post, J. D.: The economic crisis of 1816–1817 and its social and political consequences (Экономический кризис 1816–1817 годов и его социальные и политические последствия), *J. Econom. His.*, 30, 248–250, 1970.
- Reid, J. S., Koppmann, R., Eck, T. F., and Eleuterio, D. P.: A review of biomass burning emissions part II: Intensive physical properties of biomass burning particles (Рассмотрение эмиссий горящих биомасс, часть II: интенсивные физические свойства частиц горячей биомассы), *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 799–825, 2005, <http://www.atmos-chem-phys.net/5/799/2005/>.
- Robock, A.: Snow and ice feedbacks prolong effects of nuclear winter (Отражающая способность снега и льда продлевает ядерную зиму), *Nature*, 310, 667–670, 1984.
- Robock, A.: Policy implications of nuclear winter and ideas for solutions (Политические аспекты ядерной зимы, и идеи для решений), *Ambio*, 18, 360–366, 1989.
- Robock, A.: Volcanic eruptions and climate (Извержения вулканов и климат), *Rev. Geophys.*, 38, 191–219, 2000.
- Robock, A., Turco, R. P., Harwell, M. A., Ackerman, T. P., Andressen, R., Chang, H.-S., and Sivakumar, M. V. K.: Use of general circulation model output in the creation of climate change scenarios for impact analysis (Использование модели всеобщей циркуляции при создании сценариев изменения климата для анализа влияния этих изменений), *Climatic Change*, 23, 293–335, 1993.
- Robock, A., Oman, L., and Stenchikov, G. L.: Nuclear winter revisited with a modern climate model and current nuclear arsenals: Still catastrophic consequences (Ядерная зима, исследованная на современной модели климата и для сегодняшних ядерных arsenалов), *J. Geophys. Res.*, in press, doi:10.1029/2006JD008235, 2007.
- Russell, G. L., Miller, J. R., and Rind, D.: A coupled atmosphere-ocean model for transient climate change (Спаренная «атмосфера-океан» модель для переходящих изменений климата), *Atmos.-Ocean*, 33, 683–730, 1995.
- Sagan, C. and Turco, R.: *A Path Where No Man Thought – Nuclear Winter and the End of the Arms Race*, New York, Random House, 1990.
- Schmidt, G. A., Ruedy, R., Hansen, J. E., et al.: Present-day atmospheric simulations using GISS ModelE: Comparison to in situ, satellite, and reanalysis data (Сегодняшние исследования атмосферы с использованием Модели «Е» GISS: Сравнение данных, полученных на месте, со спутника и после пересмотра), *J. Climate*, 19, 153–192, 2006.
- Schneider, S. H. and Thompson, S. L.: Simulating the climatic effects of nuclear war (Моделирование влияния ядерной войны на климат), *Nature*, 333, 221–227, 1988.
- Spencer, R. W., LaFontaine, F. J., DeFelice, T., and Wentz, F. J.: Tropical oceanic precipitation changes after the 1991 Pinatubo eruption (Изменения интенсивности выпадения осадков в тропической океанской зоне после извержения Пинатубо в 1991 г.), *J. Atmos. Sci.*, 55, 1707–1713, 1998.
- Stenchikov, G. L., Kirchner, I., Robock, A., Graf, H.F., Antuñana, J. C., Grainger, R. G., Lambert, A., and Thomason, L.: Radiative forcing from the 1991 Mount Pinatubo volcanic eruption (Излучающее возмущение от извержения вулкана Пинатубо в 1991 г.), *J. Geophys. Res.*, 103, 13 837–13 857, 1998.
- Stenchikov, G., Hamilton, K., Robock, A., Ramaswamy, V., and Schwarzkopf, M. D.: Arctic Oscillation response to the 1991 Pinatubo eruption in the SKYHI GCM with a realistic Quasi-Biennial Oscillation (Реакция системы Arctic Oscillation на

- извержение Пинатубо 1991 года в модели SKYHI GCM с реалистичной системой квази-двухгодичных колебаний), *J. Geophys. Res.*, 109, D03112, doi:10.1029/2003JD003699, 2004.
- Stenchikov, G., Hamilton, K., Stouffer, R. J., Robock, A., Ramaswamy, V., Santer, B. and Graf, H.-F.: Climate impacts of volcanic eruptions in the IPCC AR4 climate models (Влияние извержений вулканов на климат в климатических моделях IPCC AR4), *J. Geophys. Res.*, 111, D07107, doi:10.1029/2005JD006286, 2006.
- Stommel, H. and Stommel, E., *Volcano Weather, the Story of 1816, The Year Without a Summer* (Погода вулкана, Повесть 1816-го года, Год без лета), Seven Seas Press, Newport, R. I., 177 pp., 1983.
- Thompson, D. W. J. and Wallace, J. M.: The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1297–1300, 1998.
- Toon, O. V. and Farlow, N. H.: Particles above the tropopause: Measurements and models of stratospheric aerosols, meteoric debris, nacreous clouds, and noctilucent clouds (Частицы над тропопаузой: система мер и модели для аэрозолей в стратосфере, метеорных осколков, перламутровых облаков и фосфоресцирующих облаков), *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 9, 19–58, 1981.
- Toon, O. V., Turco, R. P., Robock, A., Bardeen, C., Oman, L., and Stenchikov, G. L.: Consequences of regional scale nuclear conflicts and acts of individual nuclear terrorism (Последствия ядерных конфликтов регионального масштаба и индивидуальных ядерных террористических актов), *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 1973–2002, 2007, <http://www.atmos-chem-phys.net/7/1973/2007/>.
- Toon, O. V., Robock, A., Turco, R. P., Bardeen, C., Oman, L., and Stenchikov, G. L.: Consequences of regional-scale nuclear conflicts (Последствия региональных ядерных конфликтов), *Science*, 315, 1224–1225, 2007b.
- Turco, R. P., Toon, O. V., Ackerman, T. P., Pollack, J. B., and Sagan, C.: Nuclear winter: Global consequences of multiple nuclear explosions (Ядерная зима: глобальные последствия множественных ядерных взрывов), *Science*, 222, 1283–1292, 1983.
- Turco, R. P., Toon, O. V., Ackerman, T. P., Pollack, J. B., and Sagan, C.: Climate and smoke: An appraisal of Nuclear Winter (Климат и дым: оценка ядерной зимы), *Science*, 247, 166–176, 1990.
- Vogelmann, A. M., Robock, A., and Ellingson, R. G.: Effects of dirty snow in nuclear winter simulations (Фактор грязного снега при моделировании ядерной зимы), *J. Geophys. Res.*, 93, 5319–5332, 1988.
- Vogelmann, A. M., Ackerman, T. P., and Turco, R. P.: Enhancements in biologically effective ultraviolet radiation following volcanic eruptions (Усиление биологически эффективной ультрафиолетовой радиации после извержений вулканов), *Nature*, 359, 47–49, doi:10.1038/359047a0, 1992.