

ЯДЕРНАЯ ЗИМА В СОВРЕМЕННОЙ МОДЕЛИ КЛИМАТА ПРИ СУЩЕСТВУЮЩИХ ЯДЕРНЫХ АРСЕНАЛАХ: ПОСЛЕДСТВИЯ ПО-ПРЕЖНЕМУ КАТАСТРОФИЧНЫ*

Alan Robock¹, Luke Oman^{1,2}, and Georgiy L. Stenchikov¹

Краткое резюме. Двадцать лет назад результаты моделирования реакции климата на выбросы дыма и пыли от массированного обмена ядерными ударами между сверхдержавами были суммированы как «ядерная зима». Расчеты показали быстрое снижение температуры поверхности, осадков и солнечного излучения, достигающего поверхности земли (инсоляции), которое угрожало бы глобальному сельскому хозяйству в течение, по крайней мере, одного года. С тех пор количество ядерного оружия в мире сократилось в три раза, однако число ядерных государств увеличилось, и некоторые другие страны пытаются создавать свои ядерные арсеналы. В настоящей работе мы использовали современную усовершенствованную модель климата для более детального анализа климатических эффектов, которые могут вызвать ядерные конфликты с дымовыми выбросами в 50 и 150 Tg (1Tg = 10^{12} g, или одна мегатонна, В.Я.), соответственно, для сценариев с использованием среднего и большого количества ядерных вооружений. Мы установили, что в обоих сценариях климатические последствия оказываются весьма серьезными.

В предлагаемой работе впервые для исследования ядерной зимы применена совместная модель общей циркуляции атмосферы и океана, а также впервые анализ проводится для 10-летнего периода. Реакция на дымовое облако с массой 150 Tg по-прежнему может расцениваться как ядерная зима, но глобальные катастрофические последствия имеют место в обоих сценариях (и 150 Tg, и 50 Tg – В.Я.). Однако, эти изменения оказались более длительными, чем в предшествовавших исследованиях, т.к. новая модель (*National Aeronautics and Space Administration Goddard Institute for Space Studies ModelE*) аппроксимирует атмосферу до высоты 80 км, и описывает подъем дымового облака в среднюю и верхнюю стратосферу, что значительно увеличивает время жизни аэрозольных частиц. Косвенные воздействия ядерного оружия на окружающую среду будут иметь опустошительные последствия для планеты, и чтобы исключить угрозу ядерной зимы на Земле необходимо продолжить сокращение ядерных арсеналов.

* Авторизованный перевод статьи "Robock, A., L. Oman, and G. L. Stenchikov (2007), Nuclear winter revisited with a modern climate model and current nuclear arsenals: Still catastrophic consequences, *J. Geophys. Res.*, 112, D13107, doi:10.1029/2006JD008235" (<http://www.agu.org/pubs/crossref/2007/2006JD008235.shtml>). Перевод с английского: В.Е. Ярынич.

¹ Department of Environmental Sciences, Rutgers University, New Brunswick, New Jersey.

² Now at Department of Earth and Planetary Sciences, Johns Hopkins University, Baltimore, Maryland.

1. Введение

Впервые начатые в 1982 г. *Crutzen & Birks*, и продолженные затем *Turco* и другими [1983], а также *Александровым и Стенчиковым* [1983] исследования показали, что полномасштабная ядерная война привела бы к такому большому уменьшению поверхностной температуры, осадков и инсоляции, что ожидаемые климатические последствия были квалифицированы как «ядерная зима». Вскоре после того, как мир был оповещен о том, что потенциальные косвенные воздействия ядерной войны могут оказаться намного страшнее, чем ее прямые последствия, включая голодание миллиардов людей вследствие коллапса мирового сельского хозяйства, гонка вооружений и холодная война закончились. С тех пор общий мировой ядерный арсенал сократился втрое.

В недавних работах *Toon* и др. [2006] и *Robock* и др. [2006] было показано, что региональный конфликт с применением ста ядерных зарядов мощностью 15 Кт каждый (примерно, как в Хиросиме) - что составляет в сумме только около 0,03% от мощности всего ядерного мирового арсенала - привел бы к беспрецедентному в истории человечества изменению климата. Этот вывод подтолкнул нас снова обратиться к исследованию ядерной зимы с применением современной модели климата. Мы задались вопросом, могут ли существующие сегодня ядерные арсеналы все еще произвести ядерную зиму.

Все предшествующие моделирования реакции климата на дым, создаваемый ядерной войной, были ограничены мощностью компьютеров и доступными моделями климата. Как показано в таблице 1, каждое такое моделирование было нацелено на изучение определенных аспектов климатических реакций с использованием простых моделей, или же моделей общей циркуляции атмосферы (*general circulation models – GCMs*) с низким пространственным разрешением. Здесь мы впервые проводим расчеты на 10-летний период, используя совместную модель общей циркуляции атмосферы и океана (AOGCM) с верхней границей расчетной области на уровне мезопаузы на высоте приблизительно 90 км.

Некоторые критики выводов предшествовавших исследований ядерной зимы намекали, что стоит только обратиться к неопределенностям, как строгость результатов сразу уменьшается. И когда *Thompson & Schneider* использовали в 1986 году термин «ядерная осень» (даже хотя авторы ясно дали понять, что климатические последствия будут велики), в политических кругах теория ядерной зимы стала рассматриваться как что-то преувеличенное и подлежащее опровержению [*Martin*, 1988]. Это побудило нас включить в расчеты механизмы моделирования, не использованные ранее, чтобы посмотреть, получатся ли те же самые результаты. Однако, неизвестности неизвестны по определению, и оказалось, что мы, используя предшествующий базовый сценарий, не только опять получаем ядерную зиму, но также впервые обнаружили, что климатическая реакция будет гораздо более длительной, чем получалось ранее. Существующие ядерные арсеналы по-прежнему могут произвести ядерную зиму.

2. Предыдущие моделирования ядерной зимы

Перед тем, как описать нашу работу, мы кратко суммировали в таблице 1 сделанное до нас, отметив ограничения, имевшие место в каждом из тех исследований.

Pittock и др. [1986], *Turco* и др. [1990], *Sagan & Turco* [1990] обобщили практически все предшествовавшие исследования, и нам известно, что за по-

следние почти 20 лет не было сделано каких-либо моделирований климата в рамках рассматриваемой здесь проблемы, исключая нашу последнюю работу.

Таблица 1.

Исследование	Тип модели	Разрешение по горизонтали (широта x долгота)	Количество уровней по вертикали	Сезонный цикл? / непрерывно?	Верхний уровень в модели	Исследуемый период (умноженный на количество прогонов)
Александров и Стенчиков (1983)	AGCM	12° x 15°	2	нет	тропопауза	400 дней (x 1)
Turco и др. (1983)	SCM	никакое	60	нет	38 км	300 дней (x 10)
Robock (1984)	ЕВМ	10° x 180°	1	да / да	–	4 года (x 9)
Covey и др. (1984)	AGCM	4.5° x 7.5°	9	да / нет	20 км	20 дней (x 3)
Thompson (1985)	AGCM	4.5° x 7.5°	9	да / нет	20 км	20 дней (x 3)
Malone и др. (1986)	AGCM	4.5° x 7.5°	20	да / нет	32 км	40 дней (x 8)
Ghan и др. (1988)	AGCM	4° x 5°	2	да / нет	тропопауза	30 дней (x 21)
Pittock и др. (1989)	AGCM	4.4° x 7.5°	9	да / нет	31 км	105 дней (x 2)
Ghan (1991)	AGCM	4° x 5°	2	да / да	тропопауза	1.5 года (x 3)
Данная работа	АОGCM	4° x 5°	23	да / да	80 км	10 лет (x 8)

Crutzen & Birks [1982] были первыми, кто обнаружил, что дым от пожаров и пыль с поверхности, создаваемые ядерными взрывами при полномасштабной ядерной войне между Соединенными Штатами и Советским Союзом, были бы настолько интенсивными, что это вызвало бы изменение глобального климата. Для первой оценки климатической реакции Александров и Стенчиков использовали в 1983 году модель атмосферы с очень низким пространственным разрешением (12° x 15° по широте и долготе соответственно) и только двумя уровнями по вертикали, со среднегодовой солнечной инсоляцией, интерактивно связанную с перемешанным слоем океана. По этой модели был проведен один расчет для периода в 400 дней. В сценарии с использованием около одной трети тогдашнего ядерного потенциала количество создаваемого дыма оценивалось величиной в 150 Tg. Авторы указанного исследования установили, что при этом имеет место большое снижение температуры у земной поверхности, гораздо ниже температуры замерзания, а также возникает циркуляция в атмосфере, которая способствует глобальному распространению аэрозолей.

Turco и др. [1983], использовали одномерную радиационно-конвективную модель с нулевой теплоемкостью поверхности, применимую для оценки климатических эффектов в континентальных областях. Рассмотрев большое число различных сценариев, они смогли смоделировать в деталях эволюцию климатической реакции по вертикали. Однако им не удалось увидеть динамику таких

реакций или пространственное распределение изменений климата. Они также дали этому феномену имя «ядерная зима», связав во фразе всего из двух слов и само воздействие, и реакцию на него.

Covey и др. [1984] и *Thompson* [1985] применили модель общей циркуляции атмосферы Национального Центра по Исследованию Атмосферы (*National Center for Atmospheric Research-NCAR*) для коротких расчетов, чтобы рассмотреть сезонный цикл климатической реакции. Полученные ими результаты подтвердили верность выводов, сделанных *Александровым* и *Стенчиковым* в 1983 году. *Robock* [1984] использовал энерго-балансовую модель со смешанным слоем океана и был первым, кто изучил сезонный цикл и реакции климатической системы в течение года. Предположив, следуя *Turco* и др. [1983], короткий срок существования атмосферного дыма, он, тем не менее, обнаружил увеличение продолжительности ежегодных охлаждений, обусловленное отражающим эффектом снега и морского льда. Этот результат был позднее подтвержден в расчетах по климатической модели со смешанным слоем океана [*Schneider & Thompson*, 1988; *Ghan*, 1991]. *Malone* и др. [1985] показали, что подъем аэрозолей летом в стратосферу из-за нагревания солнцем должен увеличивать их время жизни, т.к. в стратосфере нет «вымывающих» их осадков. Однако при этом модель имела относительно низкую высоту модельной атмосферы (только 32 км), и, кроме того, расчет проводился лишь на 40 дней.

Таблица 2.

Страна	Количество ядерных боезарядов
Россия	10000
США	10000
Франция	350
Китай	200
Великобритания	200
Израиль	75-200
Индия	40-50
Пакистан	<50
Северная Корея	<15

Ghan и др. [1988] использовали простую модель двухслойной атмосферы, чтобы изучить краткосрочную (1 месяц) реакцию климата на большое число разных сценариев с различными свойствами дыма и параметрами модели. *Pittock* и др. [1989] проверяли краткосрочные гидрологические эффекты для небольших количеств дыма с оптической толщиной, равной 0,2. Однако они делали это, основываясь на предшествующих результатах, в которых недооценивалось время жизни дыма.

Turco и др. в [1990] отметили, что их предыдущие [1983] результаты были грубыми (приблизительными), и описали, как в последующих работах представлены детали по эмиссии дыма, его свойствам, и климатической реакции.

Наш эксперимент, проведенный на более длительный период с использованием современной улучшенной модели климата, демонстрирует увеличение масштаба времени климатической реакции по сравнению с результатами, полученными в 80-х годах. Но основной вывод прежних исследований о том, что

широкомасштабный ядерный конфликт приведет к опустошительным климатическим последствиям, при этом не только подтверждается, но еще и усиливается.

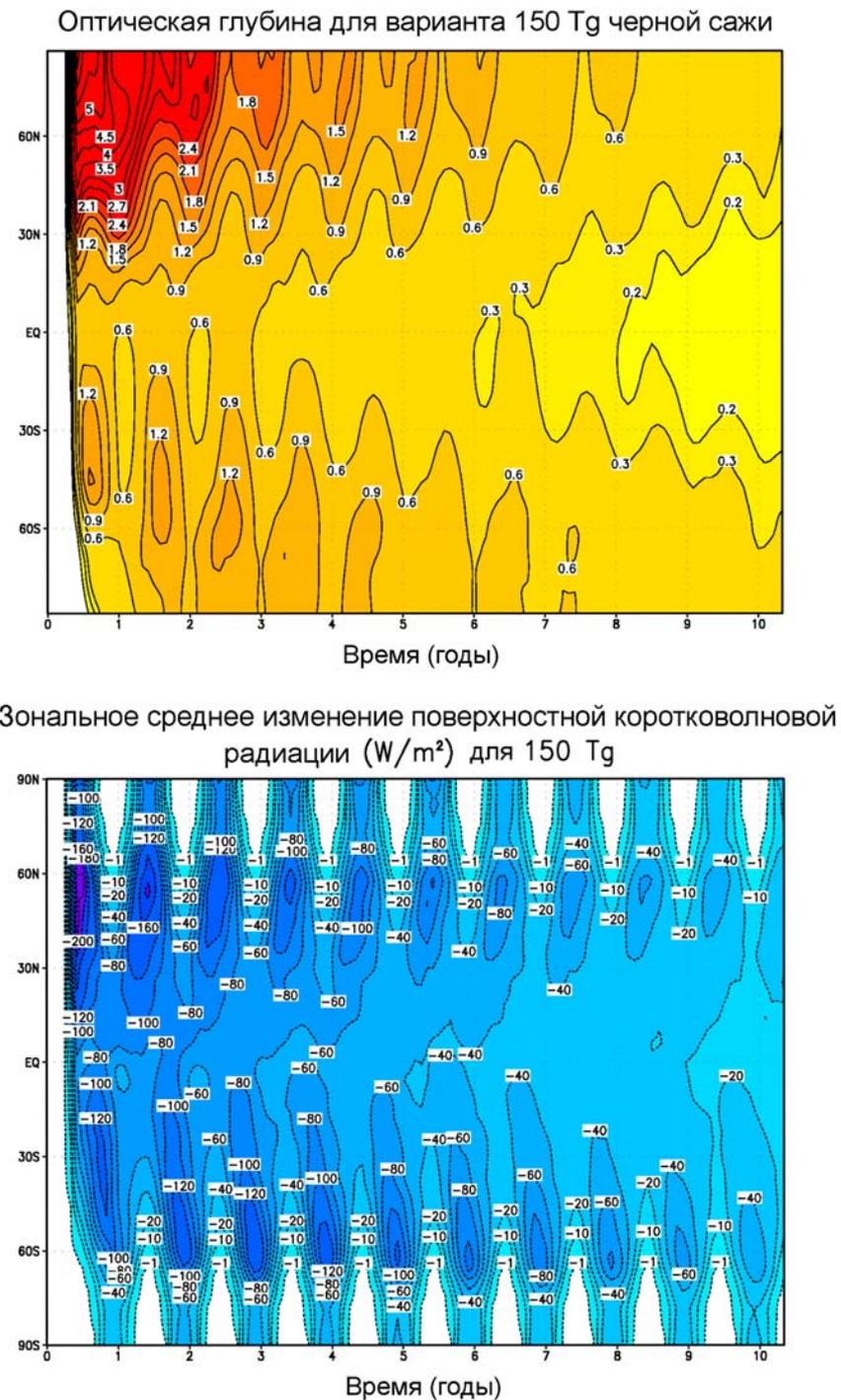


Рис. 1. Изменение оптической глубины и чистой поверхностной коротковолновой радиации в варианте 150 Tg. Хотя максимальное воздействие в северном полушарии имеет место в первое лето, аэрозоли быстро распространяются вокруг земного шара, вызывая большие уменьшения солнечной радиации в обоих полушариях.

3. Модель климата

Мы выполнили исследования с использованием современной (так называемой «state-of-the-art») климатической модели (Модель-Е), разработанной в Годдардском Институте космических исследований НАСА (*NASA Goddard Institute for Space Studies*) [Schmidt и др., 2006], которая включает модуль для оценки переноса и седиментации аэрозольных частиц [Koch и др., 2006]. Модель атмосферы 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. Мы использовали атмосферную часть модели с пространственным разрешением $4^\circ \times 5^\circ$ по широте и долготе, и с 23 слоями по вертикали, простирающимися до высоты 80 км. Модель общей циркуляции океана [Russell и др., 1995], которая работает совместно с атмосферной моделью, имеет 13 слоев и такое же разрешение по широте и долготе.

Эта модель климата многократно проверена в экспериментах по глобальному потеплению [Hansen и др., 2005, Schmidt и др., 2006], и в исследованиях по влиянию извержений вулканов на климат. Модель климата с перемешанным слоем прекрасно зарекомендовала себя при анализе климатической реакции на извержения вулканов Laki в 1783 г. [Oman и др., 2006b] и Katmai в 1912 г. [Oman и др., 2005]. Мы также использовали эту модель для воссоздания процессов переноса и удаления сульфатных аэрозолей от извержений вулканов в тропиках и высоких широтах [Oman и др., 2006a], и показали, что она позволяет хорошо воспроизводить продолжительность существования аэрозолей и их распределение. Согласно расчетам, в стратосфере эти аэрозоли имеют характерное время экспоненциальной релаксации, приблизительно равное 12 месяцам, что отлично согласуется с данными наблюдений.

Аэрозольный модуль [Koch и др., 2006] может рассчитывать перенос сажи. Мы приняли для своего исследования стандартный эффективный радиус этих частиц равным $0,1 \mu\text{m}$ (микрона). В видимом спектре длин волн (от 400 до 800 нанометров – В.Я.) были взяты следующие значения основных оптических параметров частиц сажи: коэффициент экстинкции = $5,5 \text{ m}^2/\text{g}$; альbedo однократного рассеяния = $0,64$; коэффициент поглощения = $2,0 \text{ m}^2/\text{g}$. Эти параметры типичны для смеси сажи, дыма и пыли, вбрасываемой в атмосферу при основном сценарии [Turco и др., 1983].

В то время как Warren & Wiscombe [1985] и Ledley & Thompson [1986] предложили, что сажа, оседая на морские льды, уменьшает альbedo и ослабляет охлаждение, вызванное сильным аэрозольным загрязнением, Vogelmann и другие [1988] использовали энерго-балансовую климатическую модель [Rohock, 1984] и показали, что этот эффект мог бы быть важен только в случае достаточно сильной солнечной инсоляции, при которой значимость альbedo 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. Тем не менее, мы учли эту обратную связь в представленном здесь исследовании.

Мы провели два десятилетних расчета, один со 150 Tg дыма и другой с 50 Tg дыма, вбрасываемого в верхнюю тропосферу ($300\text{-}150$ миллибар) за период в одну неделю, начиная с 15 мая, в расчетные ячейки, распределенные над территорией 48-ми американских штатов и России. Если Turco и др. [1983] взяли в своем базовом сценарии 225 Tg дыма, а Covey и др. [1984] вбрасывали в атмосферу 200 Tg , то мы решили использовать два сценария, которые были бы воз-

можны сегодня. *Turco* и др. [1990] предложили диапазон в 20-290 Tg дыма, выброшенного над северным полушарием, и наши 150 Tg лежат как раз в середине этого диапазона. Мы провели 30-летний контрольный расчет без аэрозолей и два десятилетних моделирования с дымом, начав с произвольных исходных условий. Обычные («естественные» - В.Я.) хаотические погодные колебания должны приводить к очень маленьким изменениям по сравнению с резкой реакцией климата на такое сильное внешнее воздействие, поэтому мы не делали много расчетов (*ensemble of runs*). Такая задача была решена в нашей более ранней работе с намного меньшим воздействием, т.е. 5 Tg аэрозолей [*Robock* и др., 2006].

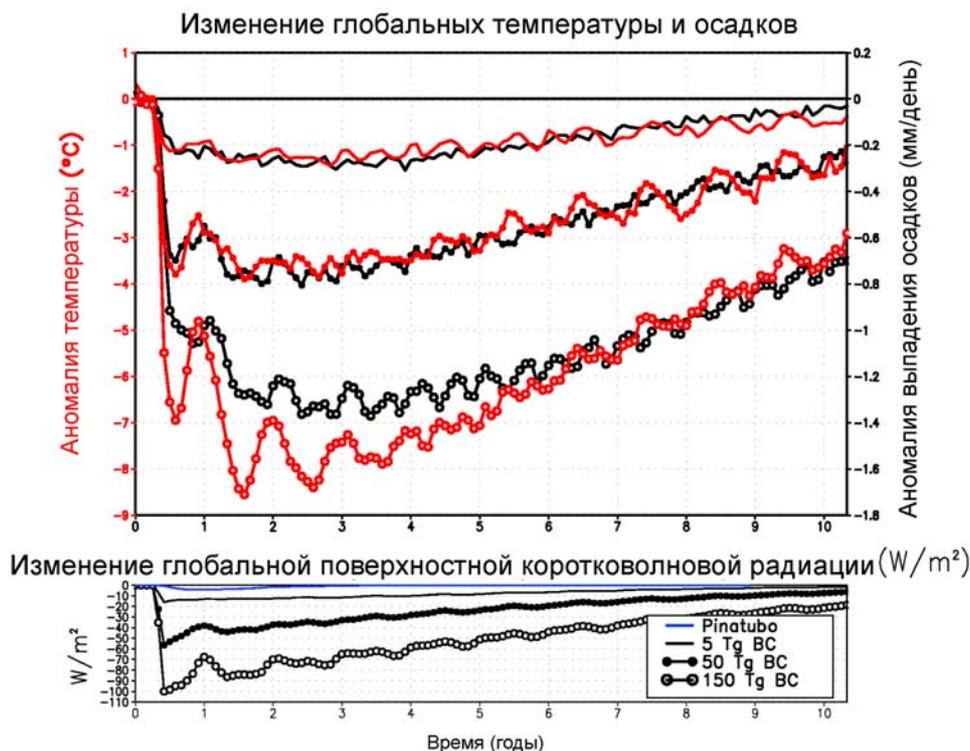


Рис. 2. Изменение средней глобальной температуры воздуха у земной поверхности, осадков и чистой поверхностной коротковолновой радиации для 5 Tg [Robock и др., 2006], 50 Tg и 150 Tg вариантов. Для сравнения также показано среднее глобальное изменение коротковолновой радиации при извержении вулкана Mt. Pinatubo в 1991 году [Oman и др., 2005], самого большого извержения в 20-м столетии. Среднее глобальное выпадение осадков в контрольном случае равно 3,0 мм/день, так что изменения за 2-4 годы для варианта 150 Tg составляют 45% от среднего глобального уменьшения осадков.

Вариант с эмиссией 5 Tg дыма [Robock и др., 2006] отличался от рассматриваемых здесь сценариев 50 Tg и 150 Tg не только количеством дыма, но и другими особенностями. В случае с 5 Tg все аэрозоли вводились в атмосферу в течение одних суток и в единичную расчетную ячейку в районе с координатами 30° с.ш. и 70° в.д.

Хотя мы также предполагаем, что аэрозоли эмиссируются в слой атмосферы между 300 и 100 мб, для сценария в 5 Tg этот слой оказывается на большей высоте, поскольку конфликт происходит ближе к экватору, где соответствующие изобарические поверхности имеют большую высоту. Кроме того, оптические свойства сажи соответствовали характеристикам чистого дыма, т.к. этот

эксперимент был предназначен для изучения последствий атаки на городские цели.

При этом массовый коэффициент экстинкции был равен $9 \text{ m}^2/\text{g}$, альbedo однократного рассеяния составляло $0,31$, а массовый коэффициент поглощения равнялся $6,21 \text{ m}^2/\text{g}$. Так что, на единицу массы в случае 5 Tg следовало ожидать большего поглощения солнечной радиации, и следовательно – более сильного подъема дыма в стратосферу.

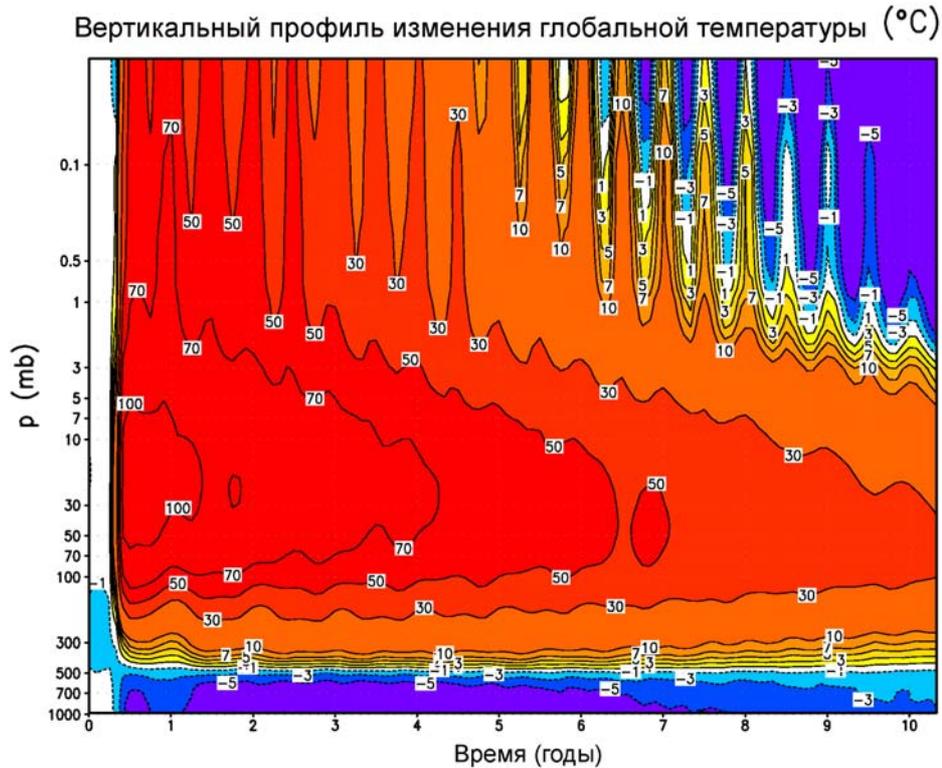


Рис. 3. Изменения средней глобальной температуры ($^{\circ}\text{C}$) для варианта 150 Tg в разрезе от поверхности земли до высоты 80 км ($0,02$ миллибар). Полу-годовая периодичность изменений на верхнем уровне объясняется увеличенным подогревом летом в каждом полушарии.

Мы не проводили здесь нового детального анализа эмиссии дыма и пыли при ядерном нападении. Скорее, варианты эмиссии были взяты нами из предыдущих исследований, чтобы можно было более корректно сравнивать наши результаты с полученными ранее. *Toon* и др. [2006] обратили внимание на то, что за последние 20 лет города росли по всему миру, так что мы должны были ожидать большей, чем ранее, эмиссии дыма для тех же самых целей. Мы приветствуем проведение новых исследований по уточнению величины ожидаемых выбросов дыма, но сама такая работа выходит за рамки данной публикации. Мы предположили, что в случае использования всего сегодняшнего ядерного арсенала с суммарной мощностью 5000 Мт (95% которого находится в США и России – см. таблицу 2) будет сгенерировано 150 Tg дыма. Одна треть глобального арсенала «способна» соответственно сгенерировать 50 Tg , (т.е. 50 миллионов тонн дыма – В.Я.).

4. Результаты для варианта 150 Tg

Так же, как это было найдено *Robock* и другими [2006] для случая 5 Tg, частицы сажи в аэрозольном слое в варианте 150 Tg нагреваются в результате поглощения коротковолновой радиации и поднимаются в верхнюю стратосферу. Аэрозоли быстро распространяются по всему земному шару и приводят к долговременному воздействию на климат (Рис. 1). Их распространение вверх прекращается на гораздо большей высоте, чем в случаях со слабо поглощающими вулканическими сульфатными аэрозолями, обычно располагающимися сразу над тропопаузой [*Стенчиков* и др., 1998]. В результате, аэрозоли сажи обладают очень большим временем жизни и продолжают воздействовать на климат у поверхности Земли в течение более 10 лет. Характерное время жизни дыма равно 4,6 года, в сравнении с 1 годом для типичных вулканических извержений [*Oman* и др., 2006a] и 1 неделей для тропосферных аэрозолей. Спустя 4,6 года *время жизни* дыма снижается, но остается все еще большим, чем у вулканических аэрозолей. Помимо подъема дыма вследствие солнечного нагрева, другая причина различия описываемых случаев состоит в том, что частицы вулканических сульфатных аэрозолей больше по размеру. Они имеют эффективный радиус 0,5 микрона, и поэтому быстрее осаждаются на земную поверхность, чем более мелкие частицы дыма. Указанный эффект увеличения продолжительности существования аэрозолей дыма отличается от результатов, полученных в предыдущих моделированиях ядерной зимы, где либо фиксировалось вертикальное распространение аэрозолей [*Turco* и др., 1983], либо использовались модели климата того времени с ограниченным вертикальным разрешением и меньшей высотой верхней границы [*Александров и Стенчиков*, 1983; *Covey* и др., 1984; *Malone* и др., 1986], что искусственно снижало продолжительность существования частиц.

Максимальное изменение средней глобальной коротковолновой радиации, приходящей на поверхность Земли, в случае 150 Tg составляет -100 Wm^{-2} (Рис. 2). Это отрицательное воздействие сохраняется в течение многих лет, со средним глобальным значением -20 Wm^{-2} даже спустя 10 лет после начального выброса дыма в атмосферу. Это воздействие намного превышает максимальный эффект крупнейшего в 20-м веке извержения вулкана Mt. Pinatubo в 1991 году [*Kirchner* и др., 1999; *Oman* и др., 2005], достигавший -4 Wm^{-2} . Это также видно из рисунка 2. Радиационный эффект вулканического аэрозоля после извержения вулкана Pinatubo в 1991 на Филиппинах убывал с характерным временем порядка 1 года и со средним значением в первый год, равным $-3,5 \text{ Wm}^{-2}$ (Рис. 2).

Исключительно велико воздействие облака дыма на температуру у земной поверхности (Рис. 2). Температура в стратосфере также резко нарушается (Рис. 3). Глобальное среднее охлаждение поверхности от -7°C до -8°C сохраняется в течение нескольких лет. Спустя 10 лет оно все еще составляет -4°C (Рис. 2). Учитывая, что глобальное среднее охлаждение в последний ледниковый период 18 тысяч лет назад было около -5°C , следует рассматривать описываемое климатическое изменение как беспрецедентное по скорости и амплитуде во всей истории человеческой расы. Температурные изменения наиболее существенны над сушей. Карта температурных изменений для лета в северном полушарии в год выброса дыма (год «0») и на следующий год (год «1») показана на рисунке 4. Охлаждение до температур ниже -20°C происходит над большими пространствами Северной Америки и ниже -30°C над большей частью Евразии, включая

все сельскохозяйственные регионы. Имеются также большие температурные изменения в тропиках и над континентами в южном полушарии. Сильные воздействия на климат будут и в регионах, удаленных от целей, подвергнувшихся ядерным ударам, и в странах, не вовлеченных в конфликт.

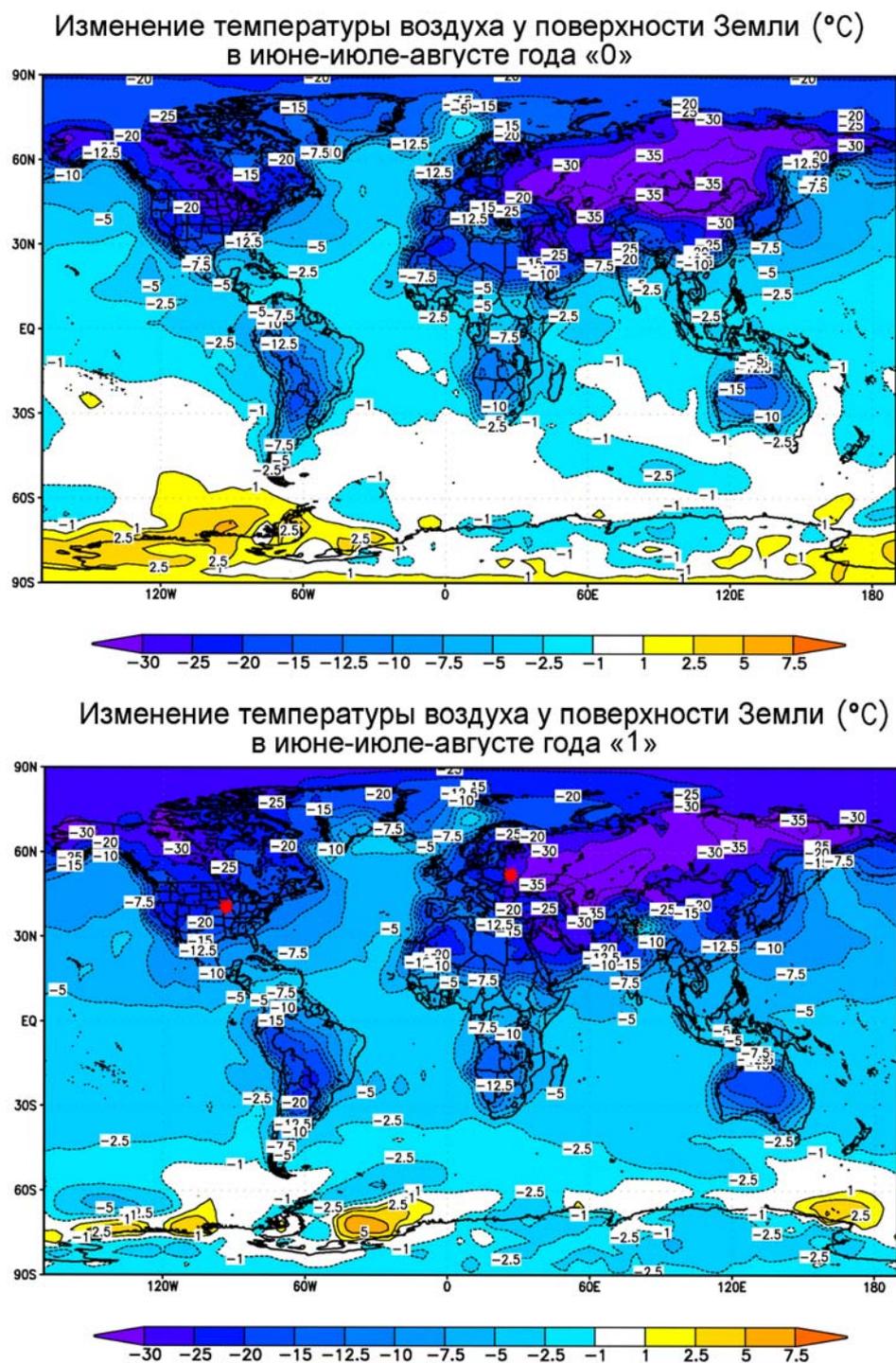
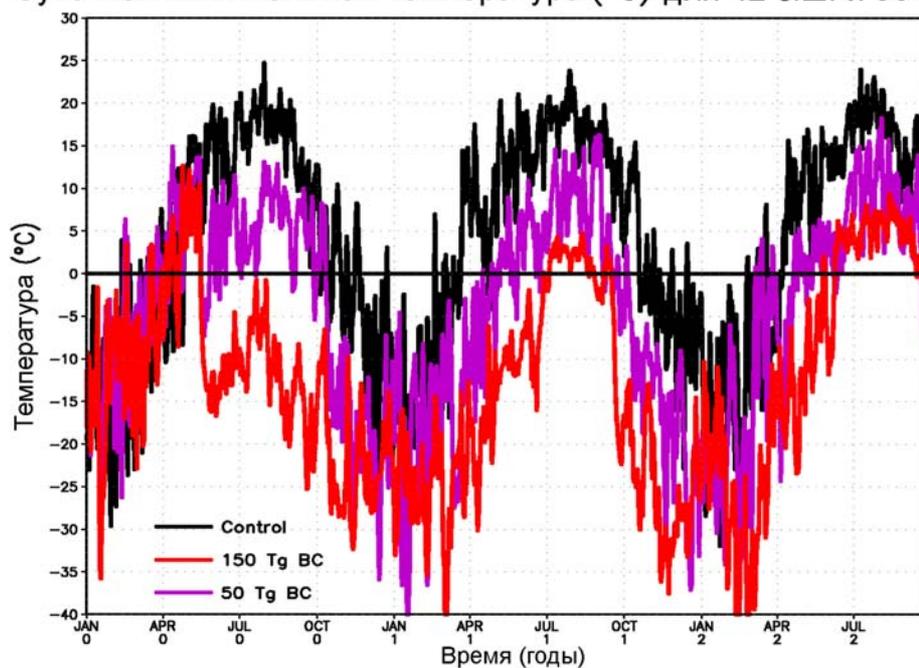


Рис. 4. Изменения температуры воздуха у поверхности для варианта 150 Tg за июнь, июль и август года вброса дыма (год «0») и на следующий год (год «1»). Эффект наиболее значителен над землей, но отмечается также существенное охлаждение над океанами. Потепление над небольшой областью Антарктики в год «0» объясняется нормальными годовыми колебаниями, и не имеет особого значения. Имеются также два места в американском штате Айова и на Украине, показанные как красные вспышки, для которых временные ряды изменений температуры и осадков показаны на рисунках 5 и 7.

Суточная минимальная температура ($^{\circ}\text{C}$) для 42° с.ш. и 95° з.д.



Суточная минимальная температура ($^{\circ}\text{C}$) для 50° с.ш. и 30° в.д.

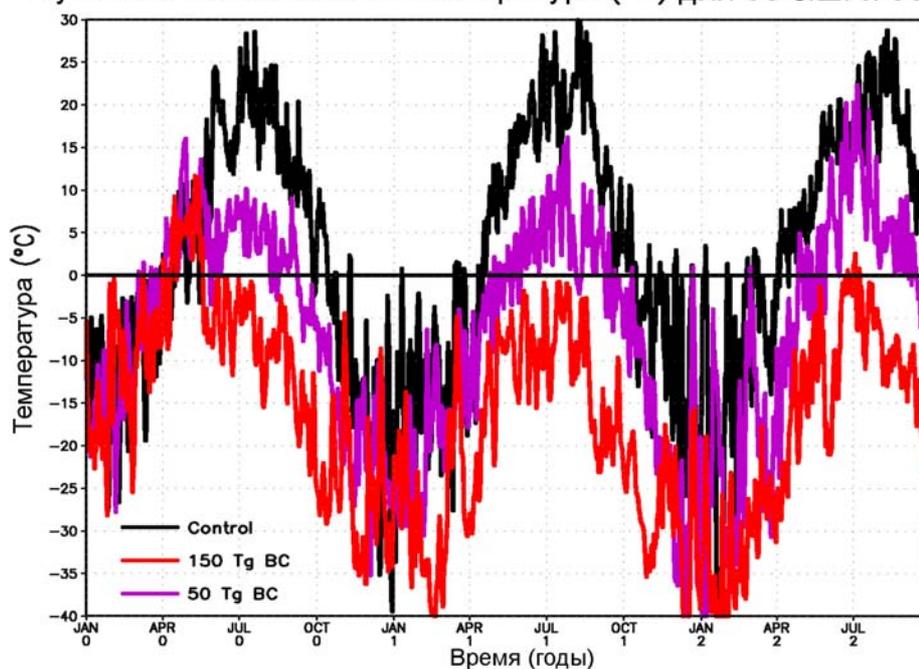


Рис. 5. Временные ряды суточной минимальной температуры в контрольном, 50 Tg и 150 Tg вариантах для двух важных сельскохозяйственных регионов – штат Айова, США на 42°N , 95°W (вверху) и Украина на 50°N , 30°E (внизу). Эти два места показаны на карте рисунка 4.

Для иллюстрации действительных температурных изменений в важных районах выращивания зерновых, мы рассчитали временной ряд суточной минимальной температуры воздуха для точек с координатами 42°N , 95°W в штате Айова, США, и 50°N , 30°E на Украине (Рис. 5). Для обоих мест (показанных на рисунке 4) минимальные температуры быстро падают ниже точки заморозания и остаются таковыми более года. А на Украине они остаются ниже точки замер-

зания даже более двух лет. Ясно, что это должно сильно повлиять на сельское хозяйство.

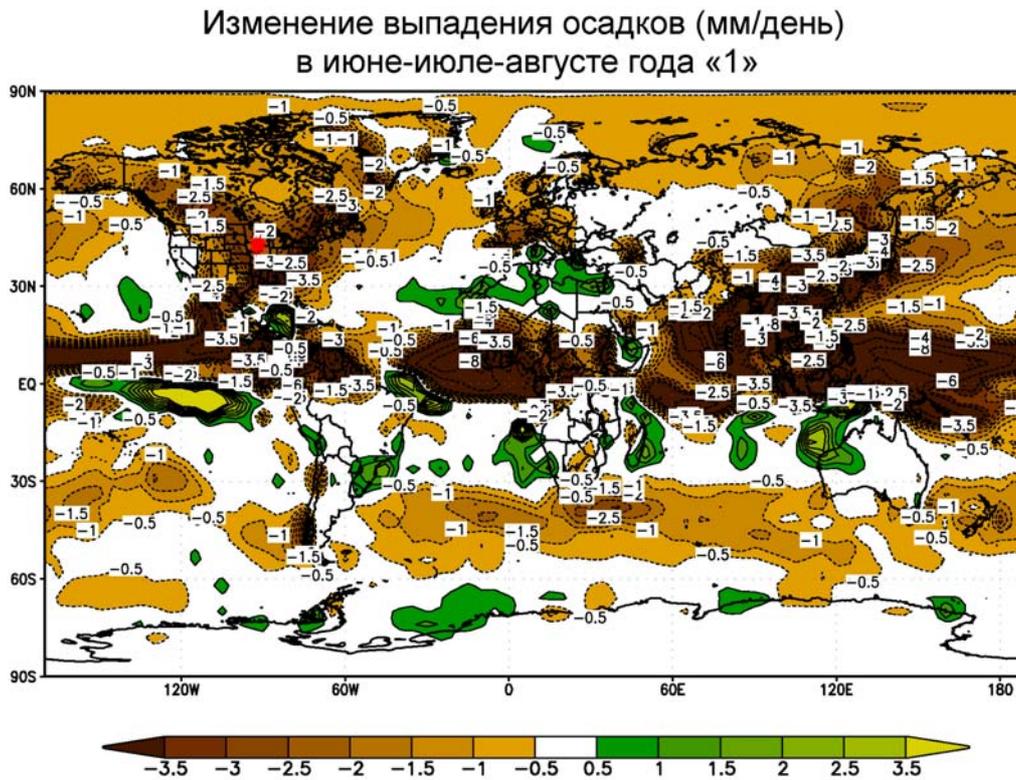


Рис. 6. Изменение выпадения осадков (мм/день) в варианте 150 Tg в среднем за июнь-июль-август года «1», последовавшего за годом вброса дыма. Имеются значительные изменения над большими регионами, особенно над теми, которые подвержены североамериканским, азиатским и африканским летним муссонам. Небольшие области увеличения осадков в тропиках вызваны резким ослаблением циркуляции по модели «Hadley Cell». Красной вспышкой отмечен район штата Айова, для которого временной ряд изменения осадков показан на рисунке 7.

Вследствие охлаждения земной поверхности уменьшается испарение и ослабляется глобальный гидрологический цикл. Кроме того, в северном полушарии коллапсируют системы сезонных муссонных циркуляции и осадков, поскольку температурный градиент между континентами и океаном, который является основной движущей силой этой циркуляции, сглаживается. Глобальное выпадение осадков снижается примерно на 45% (Рис. 2). Для примера, на рисунке 6 приведена карта изменения выпадения осадков летом в северном полушарии год спустя после выброса дыма в атмосферу. Наибольшие изменения происходят во внутритропической зоне конвергенции («Intertropical Convergence Zone» - это область низкого давления в тропиках, где встречаются северные и южные ветры – В.Я.), а также в областях, подверженных североамериканским, азиатским и африканским летним муссонам. Резкое ослабление Гадлеевской ячейки меридиональной циркуляции приводит к некоторому увеличению выпадения осадков в субтропиках. На рисунке 7 показан временной ряд месячного количества осадков в том же самом районе штата Айова, что и на рисунке 5, и видно, что эти большие изменения должны также влиять на сельское хозяйство.

Это первый случай, когда для изучения ядерной зимы была применена климатическая модель общей «атмосфера-океан» циркуляции. Впервые появи-

лась возможность оценить амплитуду и временной масштаб охлаждения океана, а также время, необходимое для возвращения системы климата в прежнее состояние равновесия. Это стало возможным благодаря тому, что модель способна воспроизводить эффекты термальной инерции океана на различных глубинах и изменения в океанской циркуляции. Долговременная реакция климата на проводимый нами выброс дыма в атмосферу есть не что иное, как сочетание способности модели описывать подъем сажи высоко в стратосферу и возможности рассчитывать с ее помощью временные характеристики ответной реакции климатической системы.

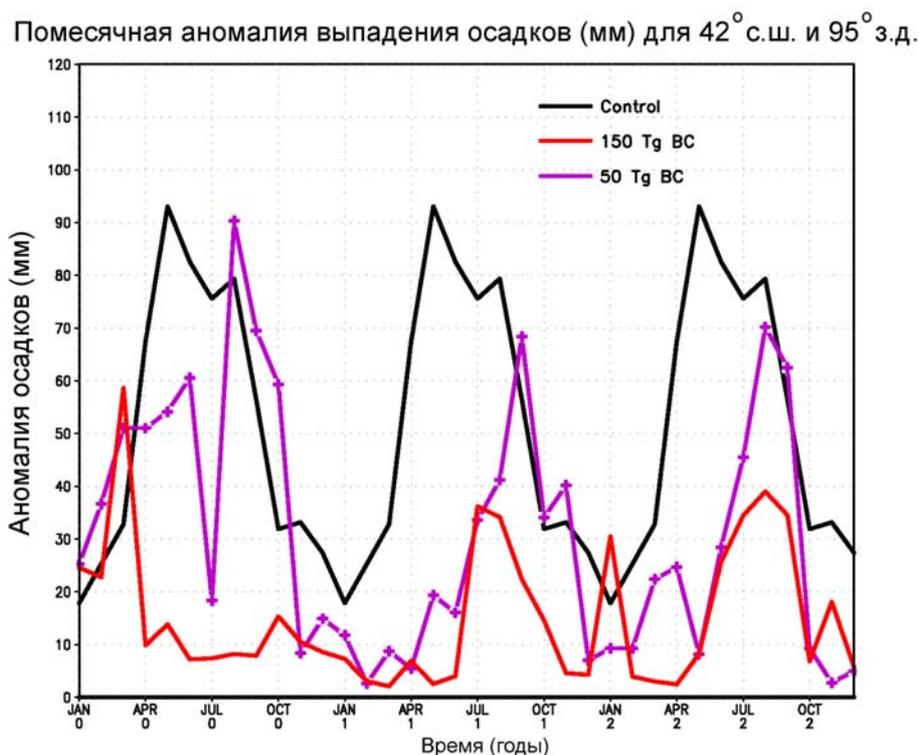


Рис. 7. Временной ряд месячных осадков в контрольном, 50 Tg и 150 Tg вариантах для важного сельскохозяйственного региона Айова, США на 42°N, 95°W. Его место указано на карте рисунка 6.

5. Результаты для варианта 50 Tg

50 мегатонн дыма вызывают климатическую реакцию, очень похожую на ту, что была получена для случая 150 Tg, только с примерно половинной амплитудой. Как показано на рисунке 2, поверхностное коротковолновое воздействие, а также снижение температуры и выпадения осадков составляют около половины от величин в варианте 150 Tg. Но временной масштаб реакции климата остается примерно тем же. Это объясняется тем, что в обоих вариантах аэрозоли дыма подняты высоко в стратосферу и имеют там схожее время существования. *Характерное время жизни аэрозолей* составляет 5,5 лет при 50 Tg и 4,6 года при 150 Tg, в сравнении с 1 годом для типичных извержений вулканов наподобие Pinatubo. В варианте 5 Tg [Robock и др., 2006] этот параметр может быть равен 6 годам, и даже больше. Причина состоит в том, что при меньших количествах сажи солнечная радиация может воздействовать на большие по размеру объемы сажи и поднимать их вверх. В случае же со 150 Tg верхние массы сажи

сильнее заслоняют от солнечных лучей находящиеся ниже слои, вследствие чего среднее количество поднимаемых аэрозолей получается меньшим, при этом несколько снижается среднее время их существования. И для варианта 5 Tg оптические свойства дыма и более близкое к экватору расположение места его выброса в атмосферу обуславливают относительно большее солнечное поглощение. При извержениях вулканов, вулканический сульфатный аэрозоль поднимается не очень высоко, т.к. *альbedo* аэрозолей намного выше, а, значит, и гораздо меньше время их существования.

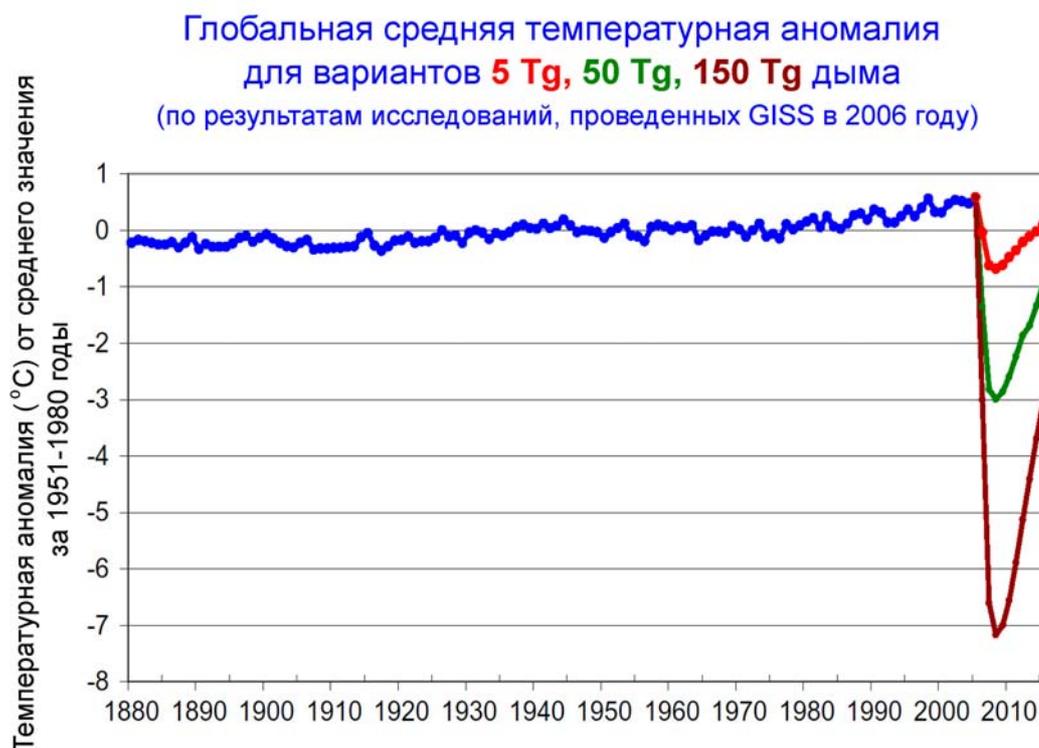


Рис. 8. Изменение средней глобальной температуры воздуха у поверхности в вариантах 5 Tg (красный), 50 Tg (зеленый) и 150 Tg (коричневый) в контексте климатических изменений за последние 125 лет. Наблюдения взяты из анализа National Aeronautics and Space Administration Goddard Institute for Space Studies [Hansen et al., 2001, updated at <http://data.giss.nasa.gov/gistemp/2005/>].

Воздействие и реакция в варианте 50 Tg составляют половину от величин случая 150 Tg даже несмотря на то, что количество аэрозолей в этих вариантах соотносится как 1:3. Причина кроется в эффекте насыщения. Когда поступление (в облако дыма – В.Я.) солнечной радиации почти полностью заблокировано, дополнительные порции аэрозолей снизу оказывают уже меньшее влияние, чем те, которые вбрасывались в чистую атмосферу. В то время как максимальное среднее глобальное выпадение осадков в варианте 50 Tg равно почти точно половине от величины для случая 150 Tg, температурные изменения в первом варианте составляют менее половины от значений второго варианта. Это различие в нелинейности реакции между температурой и осадками объясняется тем, что в случае 150 Tg дополнительное охлаждение снижает скорость изменения процесса испарения в соответствии с экспоненциальным характером соотношения Клаузиуса-Клайперона для давления насыщающих паров воды.

На рисунках 5 и 7 также показаны временные ряды изменений температуры и осадков для варианта 50 Tg в штате Айова и на Украине. Эффект здесь приблизительно вдвое меньше, чем для сценария 150 Tg. Хотя похолодание в этом случае не настолько велико, чтобы его можно было назвать ядерной «зимой», оно все равно остается суровым и беспрецедентным.

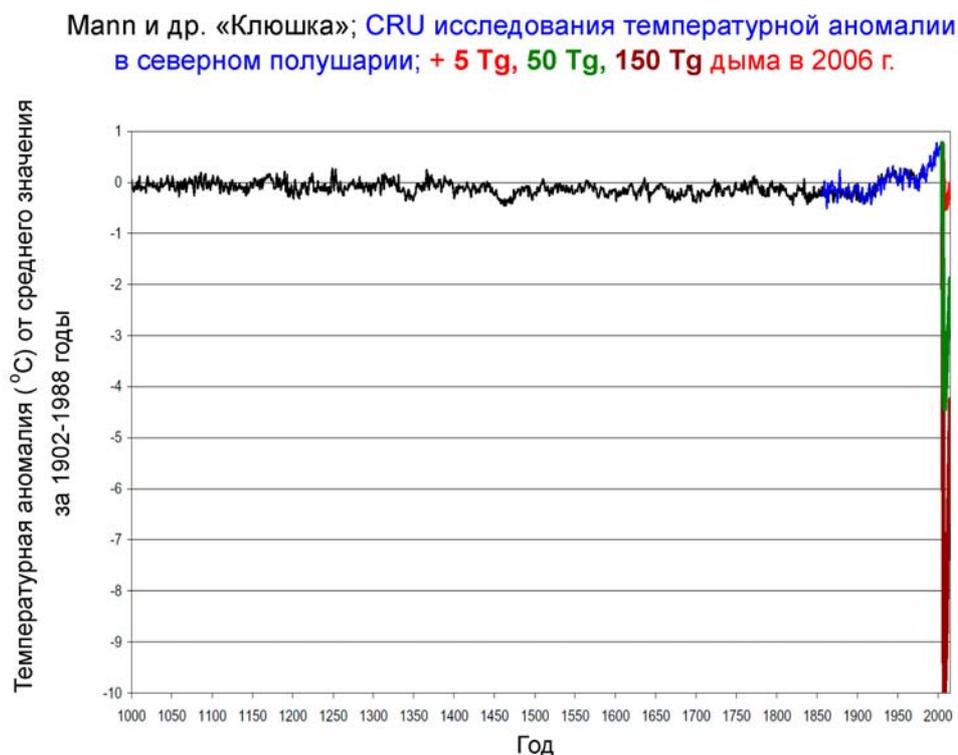


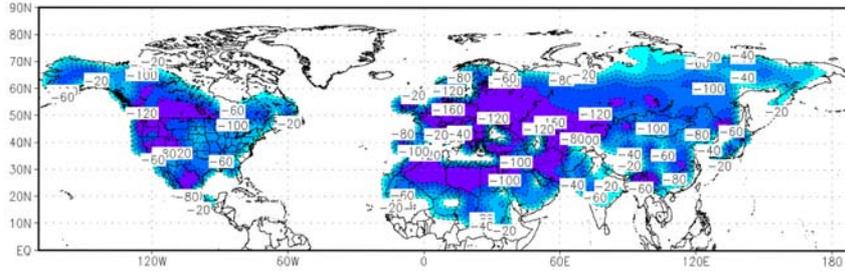
Рис. 9. Изменения средней температуры воздуха у поверхности в северном полушарии для вариантов 5 Tg (красный), 50 Tg (зеленый) и 150 Tg (коричневый) в контексте климатических изменений за последние 1000 лет. Вид кривой, как «хоккейной клюшки», едва различим при данном масштабе графика. Черный участок кривой отражает результаты исследования, проведенного Mann и другими в 1999 году, а участок синего цвета – последние данные из Climatic Research Unit website (<http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/temperature/>).

6. Воздействия

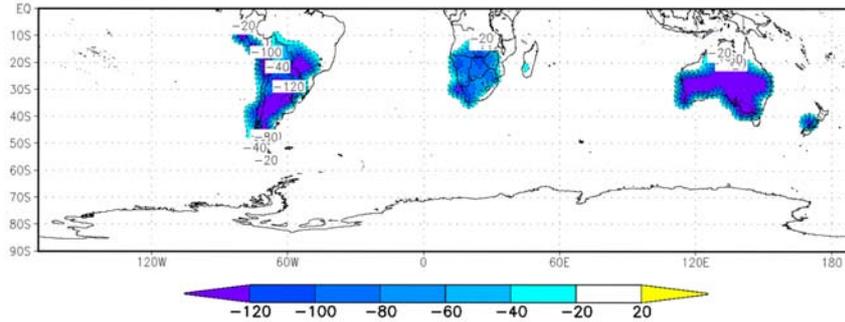
Мы провели сравнение амплитуды реакций климата в вариантах 5 Tg, 50 Tg и 150 Tg с глобальными потеплениями в последнем веке (Рис. 8) и с климатическими изменениями за последнюю тысячу лет (Рис. 9). В обоих случаях ясно, что следует ожидать беспрецедентных долговременных изменений климата. В вариантах 50 Tg и 150 Tg будет иметь место такое же, или большее, охлаждение, какое было 18000 лет назад в течение наиболее холодной части последнего Ледникового Периода.

Harwell & Hutchinson [1986] ясно описали влияние ядерной зимы. Они заключили, что во всем мире в течение одного года не будет производства продуктов питания, и что для большинства людей на планете их запасы истощатся, вследствие чего они умрут от голода. Наши результаты показывают, что этот период без пищи может растянуться на много лет, т.е. влияние ядерной зимы будет даже более тяжелым, чем считалось ранее.

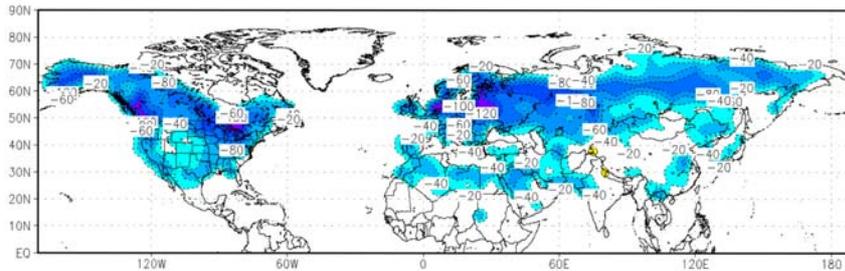
Изменение сезона выращивания в северном полушарии (дни), год «3», 150 Tg



Изменение сезона выращивания в южном полушарии (дни), годы «3» и «4», 150 Tg



Изменение сезона выращивания в северном полушарии (дни), год «3», 50 Tg



Изменение сезона выращивания в южном полушарии (дни), годы «3» и «4», 50 Tg

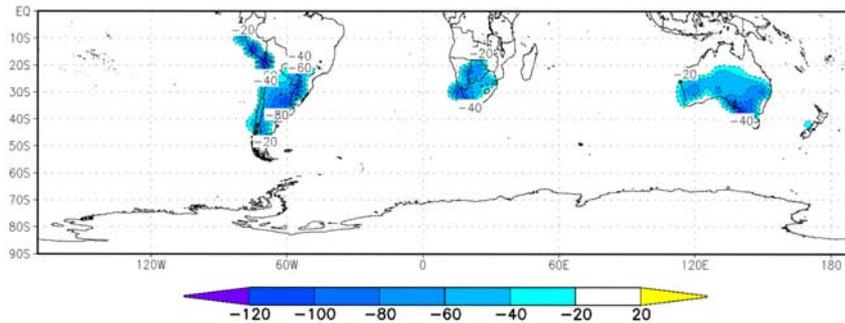


Рис. 10. Изменение рамок сезона выращивания (периода без заморозков) на третий год после вброса дыма в вариантах 150 Tg и 50 Tg.

Сельское хозяйство подверглось бы воздействию многих факторов, в том числе изменениям температуры, интенсивности выпадения осадков и солнечной освещенности [Robock и др., 1993; Maytin и др., 1995]. К примеру, на рисунке 10 показаны изменения в длительности периодов, свободных от заморозков, в третий полный сезон выращивания урожая в северном и южном полушариях. Такие большие сокращения вегетационного периода могут полностью уничтожить урожай из-за недостатка времени для его созревания. Эти сокращения продолжаются несколько лет. Кроме того, вероятны и потери в озоновом слое

[Toon и др., 2006], с влиянием на проникающую вниз ультрафиолетовую радиацию [Vogelmann и др., 1992] и на атмосферную циркуляцию. Необходим последующий анализ этих и других воздействий, что выходит за рамки данной публикации.

7. Неопределенности

Представленные здесь расчеты влияния сажи, возникающей при ядерных конфликтах, вместе с результатами для варианта 5 Tg [Robock и др., 2006], являются первыми исследованиями, проведенными с помощью совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана, которое отражает наше наиболее полное и точное представление о системе климата. Тем не менее, как отмечают Robock и др. [2006], результаты зависят от точности модели климата, которую мы использовали, и от допущений, которые мы сделали. Модель климата была тщательно проверена в ходе наших собственных исследований эффектов вулканических извержений [Oman и др., 2005, 2006a,b], а также в результате расчетов, выполненных при подготовке 4-го аналитического отчета Межправительственной Комиссии по Изменению Климата (*Fourth Assessment of the Intergovernmental Panel on Climate Change*) [Miller и др., 2006; Stenchikov и др., 2006a]. Эта модель имеет климатическую чувствительность в середине диапазона других моделей и использует новейшие вычислительные подходы и физические параметризации. Однако эксперименты должны быть повторены и с другими моделями климата с тем, чтобы проверить, насколько результаты зависят от особенностей использованной модели.

Мы использовали значения оптических свойств сажи, которые были предложены в предыдущих моделированиях ядерной зимы. Чувствительность результатов к таким допущениям следует проверить в дополнительных экспериментах. Мы предположили, что получаемый материал должен быть изначально размещен в верхней тропосфере, хотя в большинстве предыдущих моделирований использовалось более однородное вертикальное распределение в тропосфере [Turco и др., 1990]. Наше допущение правомерно, т.к. наблюдения в Канаде и Австралии показывают наличие выбросов дыма от интенсивных лесных пожаров прямо в стратосферу [Fromm и др., 2003, 2005, 2006; Jost и др., 2004].

Характеристики горения при лесных пожарах не могут быть полностью аналогичны тем, которые имеют место при пожарах в городах. Однако, были случаи, когда дым выбрасывался в верхнюю тропосферу, например – после землетрясения в Сан-Франциско в 1906 г. [London, 1906] и при бомбардировке Дрездена в 1945 г. [Vonnegut, 1968].

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. Однако, Стенчиков и др. [2006b] выполнили детальное, с высоким разрешением, исследование на региональной климатической модели RAMS [Miguez-Macho и др., 2005] и показали, что в случае единичных локальных пожаров, таких, как были при горении нефтяных скважин в Кувейте в 1991 году, не следует ожидать подъема дыма в верхнюю атмосферу или стратосферу, т.к. дымовые облака небольшого размера достаточно быстро разбавляются за счет перемешивания с окружающим воздухом. В то же время, перемешивание дымовых облаков большого размера, которые должны образовываться при городских по-

жарах, происходит намного медленнее, что вызывает более интенсивный подъем дымового облака. Новые расчеты дымового шлейфа, проведенные с более высоким разрешением, используя негидростатическую модель, подтверждают наши результаты и не выявляют какую-либо мелкомасштабную реакцию, которая бы препятствовала процессу подъема [Jensen, 2006].

Наша модель не учитывает коагуляцию (*coagulation*) частиц сажи и последующие снижение степени их влияния на радиацию и уменьшение продолжительности их существования. Но аэрозоли сажи имеют тенденцию к коагуляции в цепочко-образные (*chain-shaped*) и рыхлые (*fluffy*) частицы с меньшими скоростями падения, чем сферические частицы с такой же массой. Оптические свойства несферических частиц сажи не зависят сильно от их размеров, в противоположность сферическим частицам [Nelson, 1989]. Мы выполнили один вычислительный эксперимент с 150 Tg сажи и с эффективным радиусом частиц сажи равным 0,3 микрона. Результаты показали, что характерное время жизни больших частиц оказалось примерно на 15% меньше, чем у частиц с радиусом 0,1 микрона: 4,0 года вместо 4,6 года. Так что, в данном случае коагуляция должна иметь незначительное влияние на время жизни аэрозольных частиц, но при будущих исследованиях надо будет включать расчеты коагуляции, основанные на явном учете рассчитываемой концентрации аэрозолей. Наши результаты не принимают во внимание и возможное уменьшение поглощения дыма из-за фотохимических процессов в стратосфере [Toon и др., 2006], что может снижать общее время существования сажи.

Наибольшие неопределенности связаны с общим количеством образующегося дыма. Наши предположения о массе дыма, коэффициенте поглощения массы и исходном вертикальном распределении дыма полностью влияют на величину климатической реакции, но, что интересно, - не на ее длительность. Предполагаемое меньшее поглощение дыма или более низкое расположение дымового облака должны делать результаты варианта 150 Tg более похожими на случай 50 Tg. И, наоборот, при более сильном поглощении или большей высоте размещения дымового облака результаты варианта 50 Tg будут приближаться к результатам случая 150 Tg.

8. Политическое значение

Главное политическое значение ядерной зимы состоит в том, что полномасштабная ядерная атака вызовет такие климатические последствия, которые разрушат мировую систему снабжения продовольствием, что будет равносильно самоубийству для атакующей страны [Robock, 1989], и также будет губительным для стран, не участвующих в конфликте. Последовавшие окончание гонки вооружений и уменьшение напряженности между сверхдержавами явились следствием того, что мир был вынужден, в ответ на теорию ядерной зимы, публично обсуждать как прямые, так и косвенные последствия применения ядерного оружия. Однако, насколько мы знаем, влияние теории ядерной зимы по сравнению с другими факторами изучено не было. Но гонка вооружений окончилась за несколько лет до распада Советского Союза. Несмотря на то, что последовали значительные сокращения американских и российских ядерных арсеналов, результаты наших исследований показывают, что каждая из сторон все еще сохраняет достаточно оружия, чтобы произвести большое, долговременное и беспрецедентное изменение глобального климата.

Программа «звездных войн» (ранее Strategic Defense Initiative, а теперь Missile Defense Agency) не реализована, т.к. ее основные технические элементы

все еще не работают после двадцатилетних попыток. Даже если бы она действовала в соответствии с планами, она позволяла бы иметь слишком много ядерного оружия, например, на крылатых ракетах. Косвенное влияние ядерной зимы было бы значительно большим, чем прямое воздействие ядерного оружия. Это привело бы к множеству невинных жертв в странах, не участвующих в конфликте.

Соединенные Штаты и Россия подписали Договор об уменьшении стратегических наступательных потенциалов (Strategic Offensive Reductions Treaty), который обязывает их уменьшить число развернутых единиц ядерного оружия до 1700-2200 к концу 2012 года. Эти продолжающиеся с обеих сторон сокращения ядерного оружия можно лишь приветствовать, но только полное ядерное разоружение способно навсегда исключить возможность катастрофы в окружающей нас среде. Между тем, поучительно было бы задаться вопросом, почему Великобритания, Франция и Китай предпочли иметь ядерные арсеналы только с парой сотен ядерных боезарядов (таблица 2). Угроза какого количества ядерных зарядов, падающих на ваши главные города, была бы достаточной, чтобы удержать вас от атаки против другой ядерной страны? Больше, чем одного ядерного заряда? Безотлагательное снижение российских и американских ядерных арсеналов до уровня тех, что имеют Великобритания, Франция и Китай, стало бы примером для мира, сохранило бы надежное ядерное сдерживание и кардинально уменьшило бы вероятность ядерной зимы.

Результаты, приведенные в данной публикации, следует проверить на других моделях климата, с последующим детальным изучением 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 во всем мире.

Признательность. Данная работа поддержана грантами ATM-0313592 и ATM-0351280 Американского национального научного фонда (U.S. National Science Foundation).

Ссылки

- Aleksandrov, V. V., and G. L. Stenchikov (1983), On the modeling of the climatic consequences of the nuclear war, Proc. Applied Math, Computing Centre, USSR Academy of Sciences, Moscow, 21 pp.
- Covey, C., S. Thompson, and S. H. Schneider, (1984), Global atmospheric effects of massive smoke injections from a nuclear war: Results from general circulation model simulations, *Nature*, 308, 21-25, 1984.
- Crutzen, P. J., and J. W. Birks (1982), The atmosphere after a nuclear war: Twilight at noon, *Ambio*, 11, 114-125.
- Fromm, M. D., and R. Servranckx (2003), Transport of forest fire smoke above the tropopause 3 by supercell convection, *Geophys. Res. Lett.*, 30 (10), 1542, doi:10.1029/2002GL016820.
- Fromm, M., R. Bevilacqua, R. Servranckx, J. Rosen, J. P. Thayer, J. Herman, and D. Larko (2005), Pyro-cumulonimbus injection of smoke to the stratosphere: Observations and impact of a super blowup in northwestern Canada on 3-4 August 1998, *J. Geophys. Res.*, 110, D08205, doi:10.1029/2004JD005350.

- Fromm, M., A. Tupper, D. Rosenfeld, R. Servranckx, and R. McRae (2006), Violent pyro-convective storm devastates Australia's capital and pollutes the stratosphere, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L05815, doi:10.1029/2005GL025161.
- Ghan, S. J. (1991), Chronic climatic effects of nuclear war, *Atmos. Environ.*, 25A, 2615-2625.
- Ghan, S. J., M. C. MacCracken, and J. J. Walton (1988), Climatic response to large atmospheric smoke injections: Sensitivity studies with a tropospheric general circulation model, *J. Geophys. Res.*, 93, 8315-8337.
- Hansen, J. E., R. Ruedy, M. Sato, M. Imhoff, W. Lawrence, D. Easterling, T. Peterson, and T. Karl (2001), A closer look at United States and global surface temperature change, *J. Geophys. Res.*, 106, 23,947-23,963, doi:10.1029/2001JD000354.
- Hansen, J., and L. Nazarenko (2004), Soot climate forcing via snow and ice albedos, *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 101, 423-428, doi:10.1073/pnas.2237157100.
- Hansen, J., et al. (2005), Efficacy of climate forcings, *J. Geophys. Res.*, 110, D18104, doi:10.1029/2005JD005776.
- Harwell, M. A. and T. C. Hutchinson, Eds. (1986), *Environmental Consequences of Nuclear War, SCOPE 28. Volume II, Ecological and Agricultural Effects*, John Wiley & Sons, New York.
- International Panel on Fissile Materials (IPFM) (2006), *Global Fissile Material Report 2006*, Program on Science and Global Security, Princeton University, Princeton, New Jersey, 99 pp.
- Jensen, E. J. (2006), Lofting of smoke plumes generated by regional nuclear conflicts, *Eos Trans. AGU*, 87(52), Fall Meet. Suppl., Abstract U14A-06.
- Jost, H. J., et al. (2004), In-situ observations of mid-latitude forest fire plumes deep in the stratosphere, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L11101, doi:10.1029/2003GL019253.
- Kirchner, I., G. L. Stenchikov, H.-F. Graf, A. Robock, and J. C. Antuña (1999), Climate model simulation of winter warming and summer cooling following the 1991 Mount Pinatubo volcanic eruption, *J. Geophys. Res.*, 104, 19,039-19,055.
- Koch, D., G. A. Schmidt, and C. V. Field (2006), Sulfur, sea salt, and radionuclide aerosols in GISS ModelE, *J. Geophys. Res.*, 111, D06206, doi:10.1029/2004JD005550.
- Ledley, T. S., and S. L. Thompson (1986), Potential effect of nuclear war smokefall on sea ice, *Climatic Change*, 8, 155-171.
- London, J. (1906), The story of an eyewitness, *Collier's, the National Weekly*, May 5.
- Malone, R. C., L. H. Auer, G. A. Glatzmaier, M. C. Wood, and O. B. Toon (1986), Nuclear winter: Three-dimensional simulations including interactive transport, scavenging, and solar heating of smoke, *J. Geophys. Res.*, 91, 1039-1054.
- Mann, M. E., R. S. Bradley, and M. K. Hughes (1999), Northern Hemisphere temperatures during the past millennium: Inferences, uncertainties, and limitations, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 759-762.
- Martin, B. (1988), Nuclear winter: science and politics, *Science and Public Policy*, 15, No. 5, 321-334.
- Maytín, Carlos E., M. Acevedo, R. Jaimez, R. Andressen, M. A. Harwell, A. Robock, and A. Azócar (1995), Potential effects of global climatic change on the phenology and yield of maize in Venezuela, *Climatic Change*, 29, 189-211.
- Miguez-Macho, G., G. L. Stenchikov, and A. Robock (2005), Regional climate simulations over North America: Interaction of local processes with improved large-scale flow, *J. Climate*, 18, 1227-1246.
- Miller, R. L., G. A. Schmidt, and D. Shindell (2006), Forced annular variations in the 20th century IPCC AR4 models, *J. Geophys. Res.*, 111, D18101, doi:10.1029/2005JD006323.

- Nelson, J. (1989), Fractality of sooty smoke: Implications for the severity of nuclear winter, *Nature*, 339, 611-613.
- Norris, R. S., and H. M. Kristensen (2006), Global nuclear stockpiles, 1945-2006, *Bull Atomic Sci.*, 62, No. 4, 64-66.
- Oman, L., A. Robock, G. Stenchikov, G. A. Schmidt, and R. Ruedy (2005), Climatic response to high latitude volcanic eruptions, *J. Geophys. Res.*, 110, D13103, doi:10.1029/2004JD005487.
- Oman, L., A. Robock, G. L. Stenchikov, T. Thordarson, D. Koch, D. T. Shindell, and C. Gao, (2006a), Modeling the distribution of the volcanic aerosol cloud from the 1783-1784 Laki eruption, *J. Geophys. Res.*, 111, D12209, doi:10.1029/2005JD006899.
- Oman, L., A. Robock, G. L. Stenchikov, and T. Thordarson (2006b), High-latitude eruptions cast shadow over the African monsoon and the flow of the Nile, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L18711, doi:10.1029/2006GL027665.
- Pittock, A. B., T. P. Ackerman, P. J. Crutzen, M. C. MacCracken, C. S. Shapiro, and R. P. Turco, Eds. (1986), *Environmental Consequences of Nuclear War, SCOPE 28. Volume I, Physical and Atmospheric Effects*, John Wiley & Sons, New York.
- Pittock, A. B., K. Walsh, and J. S. Frederiksen (1989), General circulation model simulation of mild nuclear winter effects, *Climate Dyn.*, 3, 191-206.
- Robock, A. (1984), Snow and ice feedbacks prolong effects of nuclear winter, *Nature*, 310, 667-670.
- Robock, A. (1989), Policy implications of nuclear winter and ideas for solutions, *Ambio*, 18, 360-366.
- Robock, A. (2000), Volcanic eruptions and climate, *Rev. Geophys.*, 38, 191-219.
- Robock, A., et al. (1993), Use of general circulation model output in the creation of climate change scenarios for impact analysis, *Climatic Change*, 23, 293-335.
- Robock, A., L. Oman, G. L. Stenchikov, O. B. Toon, C. Bardeen, and R. P. Turco (2006), Climatic consequences of regional nuclear conflicts, *Atm. Chem. Phys. Disc.*, 6, 11,817-11,843.
- Russell, G. L., J. R. Miller, and D. Rind (1995), A coupled atmosphere-ocean model for transient climate change, *Atmosphere-Ocean*, 33, 683-7305.
- Sagan, C., and R. Turco (1990), *A Path Where No Man Thought - Nuclear Winter and the End of the Arms Race*, New York, Random House, 499 pp.
- Schmidt, G. A., et al. (2006), Present-day atmospheric simulations using GISS ModelE: Comparison to in situ, satellite, and reanalysis data, *J. Climate*, 19, 153-192.
- Schneider, S. H., and S. L. Thompson (1988), Simulating the climatic effects of nuclear war, *Nature*, 333, 221-227.
- Stenchikov, G. L., et al. (1998), Radiative forcing from the 1991 Mount Pinatubo volcanic eruption, *J. Geophys. Res.*, 103, 13,837-13,857.
- Stenchikov, G., K. Hamilton, R. J. Stouffer, A. Robock, V. Ramaswamy, B. Santer, and H.-F. Graf (2006a), Climate impacts of volcanic eruptions in the IPCC AR4 climate models, *J. Geophys. Res.*, 111, D07107, doi:10.1029/2005JD006286.
- Stenchikov G., M. Fromm, and A. Robock (2006b), Regional simulations of stratospheric lofting of smoke plumes, *Eos Trans. AGU*, 87(52), Fall Meet. Suppl., Abstract U14A-05.
- Thompson, S. L. (1985), Global interactive transport simulations of nuclear war smoke, *Nature*, 317, 35-39.
- Thompson, S. L., and S. H. Schneider (1986), Nuclear winter reappraised, *Foreign Affairs*, 64, 981-1005.
- Toon, O. B., R. P. Turco, A. Robock, C. Bardeen, L. Oman, and G. L. Stenchikov (2006), Atmospheric effects and societal consequences of regional scale nuclear

- conflicts and acts of individual nuclear terrorism, *Atm. Chem. Phys. Disc.*, 6, 11,745-11,816.
- Turco, R. P., O. B. Toon, T. P. Ackerman, J. B. Pollack, and C. Sagan (1983) Nuclear winter: Global consequences of multiple nuclear explosions, *Science*, 222, 1283-1292.
- Turco, R. P., O. B. Toon, T. P. Ackerman, J. B. Pollack, and C. Sagan (1990), Climate and smoke: An appraisal of nuclear winter, *Science*, 247, 166-176.
- Vogelmann, A. M., A. Robock, and R. G. Ellingson (1988), Effects of dirty snow in nuclear winter simulations, *J. Geophys. Res.*, 93, 5319-5332.
- Vogelmann, A. M., T. P. Ackerman, and R. P. Turco (1992), Enhancements in biologically effective ultraviolet radiation following volcanic eruptions, *Nature*, 359, 47-49, doi:10.1038/359047a0.
- Vonnegut, K. (1969), *Slaughterhouse Five*, (Delacorte Press, New York), 186 pp.
- Warren, S. G., and W. J. Wiscombe (1985), Dirty snow after nuclear war, *Nature*, 313, 467-470.

Robock and G. L. Stenchikov, Department of Environmental Sciences, Rutgers University, 14 College Farm Road, New Brunswick, NJ 08901, USA. (roboc@envsci.rutgers.edu)

L. Oman, Department of Earth and Planetary Sciences, Johns Hopkins University, Baltimore, MD 21218, USA.