

И.Н. Плахина, Е.Л. Махоткина

**АЭРОЗОЛЬНО-РАДИАЦИОННЫЙ ФОРСИНГ В АТМОСФЕРЕ.
ОБЗОР СОВРЕМЕННЫХ ДАННЫХ**

I.N. Plakhina, E.L. Makhotkina

**AEROSOL RADIATION FORCING IN THE ATMOSPHERE.
AN OVERVIEW OF CURRENT DATA**

В основе обзора лежат данные численного моделирования аэрозольно-радиационного форсинга и его эмпирические оценки, приведенные в ряде последних публикаций и докладах Международной комиссии по исследованию изменений климата, а также результаты, представленные на Всемирной климатической конференции, состоявшейся в Москве осенью 2003 г. (Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC).

The overview is based on the information on numeric modelling of aerosol radiation forcing which was presented in a number of recent publications and reports to the Intergovernmental Panel on Climate Change, as well as on the results of the World Climate Change Conference that was held in Moscow in 2003.

1. Радиационный форсинг

Радиационный форсинг – это внешне обусловленное изменение притока радиации (коротковолновой и длинноволновой) к слою (на любом уровне – от верхней границы атмосферы до подстилающей поверхности) в системе Земля – атмосфера. Понятие радиационного форсинга было введено в связи с необходимостью разделить эффекты воздействия различных радиационно-активных факторов. При этом постулируется, что в атмосфере существует универсальная (одинаковая для разных видов форсинга) связь между средней глобальной равновесной температурой и форсингом:

$$\Delta T_s / \Delta F = \lambda, \quad (1)$$

где ΔT_s – изменение средней глобальной приземной температуры; ΔF – радиационный форсинг; λ – параметр климатической чувствительности, инвариантный к природе атмосферного фактора, вызывающего нагревание или охлаждение атмосферы.

Радиационно-активными составляющими атмосферы являются парниковые газы, тропосферный и стратосферный озон, атмосферный аэрозоль, облака. Проявления форсинга обусловлены также вариациями солнечной постоянной. Современные климатические модели для расчета изменений средней глобальной температуры учитывают в формуле (1) форсинг, обусловленный следующими факторами:

- изменениями солнечной постоянной;

- изменениями альbedo облаков;
- увеличением концентрации парниковых газов;
- вариациями содержания аэрозолей;
- изменениями содержания озона в стратосфере и тропосфере.

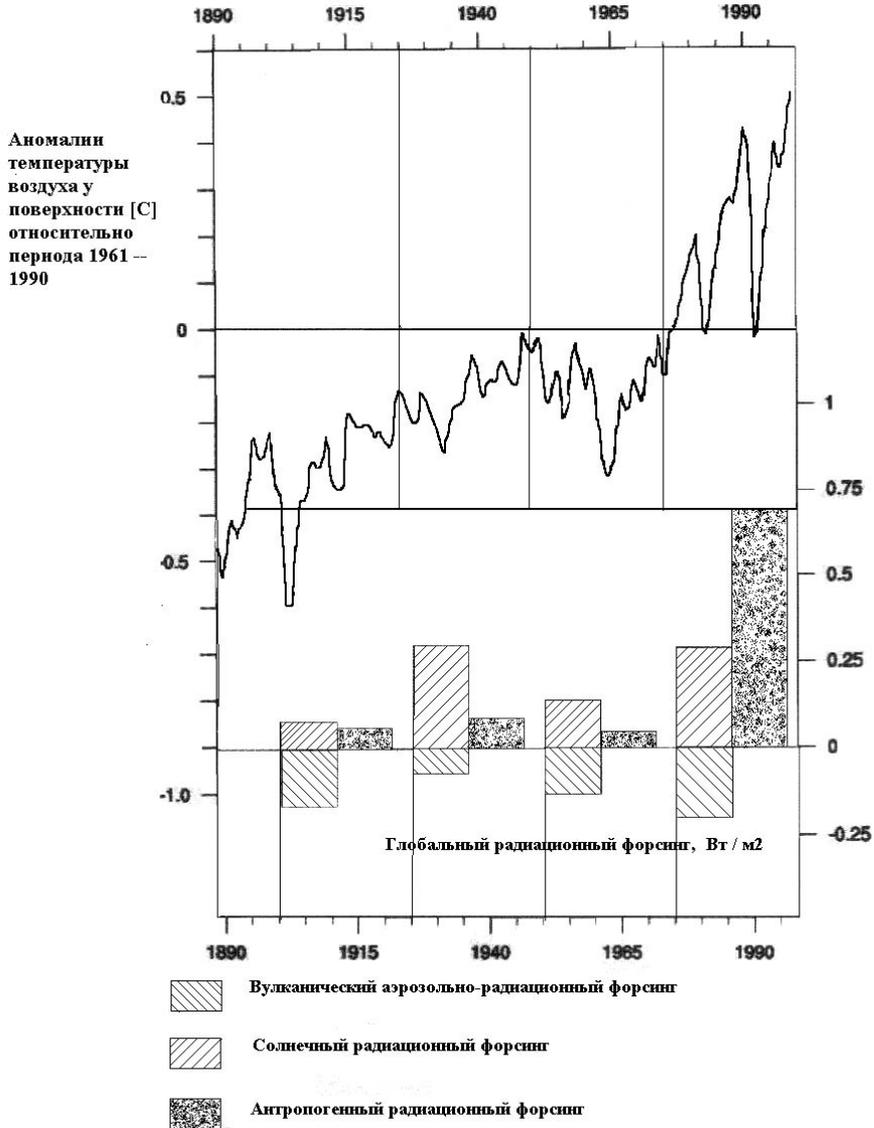


Рис. 1. Данные моделирования средней глобальной приземной температуры воздуха

На рис.1 представлены данные моделирования средней глобальной приземной температуры воздуха (см. [Ammann, 2003, Hansen, 1999, Quayle, 1999, Jones, 2000, Lean, 1995]). Радиационный форсинг парниковых газов характеризуется быстрым монотонным возрастанием в последние десятилетия. Радиационный форсинг сульфатного аэрозоля, появление которого в тропосфере связано с антропогенными эмиссиями серы, также монотонно растет. Вклад в суммарный форсинг естественных радиационных факторов – вулканического стратосферного аэрозоля и солнечного форсинга – колеблется во времени и зависит от вулканической и солнечной активности в рассматриваемые периоды времени. Соответствующие численные оценки форсинга приведены в табл. 1. Из таблицы видно, что в первой половине XX в. преобладал форсинг естественных факторов, во второй половине естественные факторы компенсировали друг друга, в последней четверти антропогенное воздействие парниковых газов возросло на порядок.

Таблица 1

Глобальный радиационный форсинг в XX в. [Ammann, 2003]

Период	Радиационный форсинг, Вт/м ²		
	вулканический	солнечный (относительно 1870 г.)	антропогенный
1900 – 1925	-0.17	0.07	0.05
1926 – 1950	-0.07	0.27	0.08
1951 – 1975	-0.12	0.13	0.04
1975 – 1999	-0.16	0.20	0.67

2. Региональный радиационный форсинг

Концепция радиационного форсинга, сформулированная для средней глобальной и средней годовой температуры, распространяется на меньшие временные периоды и пространственные регионы для оценки сезонного и регионального воздействия короткоживущих компонентов. Региональные форсинги для отдельных компонентов (и для системы в целом) могут существенно отличаться как друг от друга, так и от средних глобальных значений по величине, знаку и степени пространственной и временной изменчивости. Например, поглощающий сульфатный аэрозоль в стратосфере (аэрозоль вулканического происхождения) может вызывать нагревание нижней стратосферы и одновременно охлаждение тропосферы, парниковый газ – охлаждение стратосферы и нагревание тропосферы. Радиационный форсинг для долгоживущих хорошо перемешанных парниковых газов сравнительно однороден по пространству, для короткоживущих компонентов (аэрозоль, тропосферный озон) – существенно пространственно неоднороден. Так, отношение радиационных форсингов для парниковых газов и солнечной постоянной в северном и южном полушарии практически равно единице, для сульфатного, карбонатного аэрозоля и тропосферного озона превышает единицу, а для стратосферного

озона и аэрозоля, образующегося при сгорании биомассы, меньше единицы [IPCC, 1996].

Модельные оценки радиационных форсингов, приведенные в работе [IPCC, 1996] для отдельных радиационно-активных факторов, показывают, что парниковые газы имеют положительный радиационный форсинг с увеличением эффекта в приэкваториальных широтах и его уменьшением в полярных областях. Отрицательный радиационный форсинг стратосферного озона локализован в полярных регионах. Положительный форсинг тропосферного озона максимален в экваториальной области над континентами со сдвигом максимума в северное полушарие. Отрицательное радиационное воздействие сульфатного аэрозоля локализуется над континентами, исключение составляет Австралия. Радиационный форсинг аэрозоля за счет сгорания биомассы локализован над Южной Америкой, Юго-Западной Африкой и Индонезией, а за счет сгорания ископаемого топлива – над Евразией и северными полярными областями. Отрицательное радиационное воздействие минерального аэрозоля локализовано над Атлантикой у Северо-Западного побережья Африки, над Юго-Восточной и Юго-Западной Азией, а положительное – над Сахарой.

Высокая пространственно-временная изменчивость величины аэрозольно-радиационного форсинга для тропосферного аэрозоля естественного и антропогенного происхождения – один из основных факторов неопределенности возникновения и проявления климатических изменений. Как моделирование прямого и косвенного воздействия форсинга тропосферного аэрозоля, так и его эмпирические оценки связаны с целым рядом трудностей.

3. Радиационные форсинги для различных атмосферных факторов

Сравнительные оценки глобального радиационного форсинга основных атмосферных факторов [IPCC, 2001] представлены в табл. 2. Как следует из данного обобщения, глобальный радиационный форсинг для аэрозолей различного происхождения оказывается на порядок меньше, чем радиационный форсинг, связанный с парниковым эффектом, однако суммарный радиационный форсинг для антропогенных аэрозолей может приближаться к форсингу парниковых газов, правда, с большой неопределенностью оценок [Кондратьев, 2003].

Анализ материалов, представленных на Всемирной климатической конференции (Москва, 2003) [ВКИК, 2003], показывает, что нагревающий эффект углекислого и других парниковых газов у подстилающей поверхности по современным оценкам соответствует воздействию в $2,5 \text{ Вт/м}^2$. Парниковому эффекту противодействует аэрозольное загрязнение атмосферы (антропогенное и естественное). Под влиянием аэрозолей повышение средней глобальной температуры северного полушария за последние 100 лет (в настоящее время по оценкам равное $0,6 \text{ }^\circ\text{C}$), возможно, уменьшилось на 40–50 %. В ряде работ (см., например, [Томаси, 2003]) показано, что в промышленно развитых ре-

гионах Европы и Северной Америки охлаждающий эффект антропогенного аэрозоля сопоставим с эффектом парниковых газов. При сокращении аэрозольных выбросов парниковый эффект может проявиться более явно, поскольку время жизни аэрозолей в атмосфере – недели и месяцы, а время жизни парниковых газов – годы и десятки лет.

Таблица 2

Модельные оценки глобального радиационного форсинга для основных атмосферных факторов, вызывающих воздействие [Томаси, 2003]

Атмосферный фактор	Глобальный радиационный форсинг, Вт/м ²	Моделируемые условия
Парниковые газы (в целом)	+2,43	Увеличение концентрации (к 1998 г.) по сравнению с доиндустриальным периодом, неопределенность оценок 10 %
Двуокись углерода CO ₂	+0,46	
Метан CH ₄	+0,48	
Закись азота N ₂ O	+0,15	
Галокарбоны	+0,34	
Стратосферный озон	-0,15 Разброс оценок от -0,05 до -0,25	Уменьшение концентрации в 1979 – 1997 гг.
Тропосферный озон	+0,35 Разброс оценок от +0,50 до +0,20	Увеличение концентрации по сравнению с доиндустриальным периодом
Сульфатный аэрозоль	-0,4 Разброс оценок от -0,2 до -0,8	Моделируется прямое радиационное воздействие антропогенного аэрозоля
Аэрозоль за счёт сгорания биомассы	-0,2 Разброс оценок от -0,07 до -0,6	
Аэрозоль (органический) за счёт сгорания ископаемого топлива	-0,10 Разброс оценок от -0,03 до -0,30	
Углеродный аэрозоль (сажа) за счёт сгорания ископаемого топлива	+0,2 Разброс оценок от +0,1 до +0,4	
Минеральный аэрозоль	Разброс оценок от -0,6 до +0,4	
Сульфатный и карбонатный аэрозоль	Разброс оценок от -0,3 до -1,8	
Все типы антропогенного аэрозоля	0 – 2	Моделируется косвенное радиационное воздействие антропогенного аэрозоля
Альbedo подстилающей поверхности	Разброс оценок от 0 до -0,4	Моделируется увеличение альbedo подстилающей поверхности в средних широтах
Солнечная постоянная	Разброс оценок от +0,5 до +0,1	Моделируются изменение внеатмосферной солнечной радиации по сравнению с доиндустриальным периодом, вариации солнечной постоянной в течение 11-летнего солнечного цикла составляют 0,08 %

Таким образом, на современном этапе исследований климата региональная изменчивость аэрозольно-радиационного форсинга атмосферы заслуживает всестороннего изучения. Проблема оценки указанного форсинга в значительной степени связана с необходимостью уточнения регионального радиационного воздействия тропосферного аэрозоля, что затруднительно как в силу высокой пространственной и временной изменчивости тропосферного аэрозоля по отношению к климатическим временным вариациям, так и в силу трудностей моделирования прямого и косвенного воздействия тропосферного аэрозоля [Hoyle, 1993, Hobbs, 1997, Tegen, 2000]. Величина аэрозольно-радиационного форсинга для антропогенного и естественного (торфяные и лесные пожары, выносы минерального аэрозоля из пустынных регионов) тропосферного аэрозоля – один из основных факторов неопределенности возникновения и проявления климатических изменений.

4. Атмосферный аэрозоль как радиационный фактор

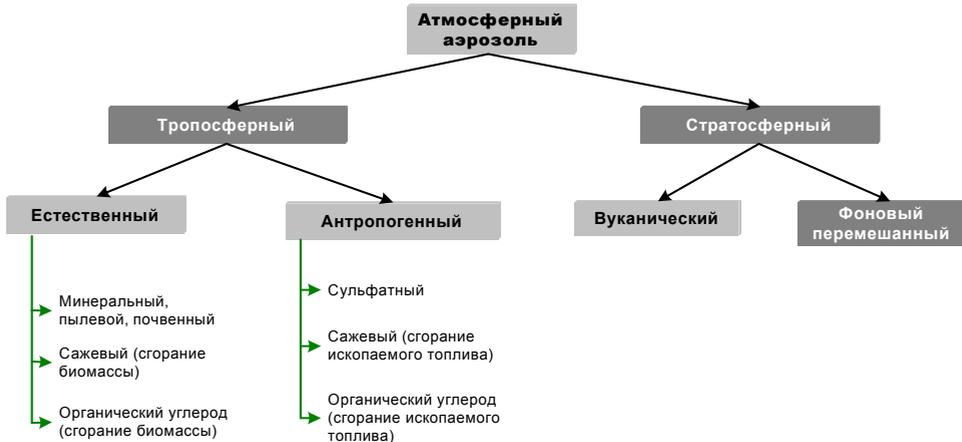


Рис. 2. Классификация атмосферного аэрозоля

Атмосферный аэрозоль характеризуется разнообразием видов (рис. 2), неоднозначностью радиационно-оптических свойств, коротким временем жизни (стратосферный 1–2 года, тропосферный месяцы – недели) и высокой региональной изменчивостью. Химический состав и распределение частиц по размерам определяют радиационно-оптические свойства аэрозоля, и в первую очередь его способность рассеивать и поглощать коротковолновую и длинноволновую радиацию (прямое радиационное воздействие аэрозоля). Кроме того, микроструктура аэрозоля влияет на образование водяных и ледяных облачных капель, приводя к изменению альбедо облаков и их водности (косвенное радиационное воздействие аэрозоля). Определяющими оптическими параметрами

аэрозоля, необходимыми для расчета его радиационных эффектов (аэрозольной оптической толщины), являются спектральные зависимости коэффициента рассеяния, зависимость этого коэффициента от относительной влажности, альbedo однократного рассеяния и фактор асимметрии рассеяния.

В атмосфере количество и пространственное распределение аэрозоля зависят от его вида. В табл. 3 представлены значения первичных эмиссий (массовые) аэрозольных частиц разного происхождения [IPCC, 2001].

Таблица 3

Эмиссии аэрозольных частиц в 2000 г.

Аэрозоль	Источник аэрозоля, диаметр частиц d	Эмиссия, т/год		
		Северное полушарие	Южное полушарие	Глобальная
Углеродный органический	Сгорание биомассы	28	26	54 (45 80)
	Сгорание ископаемого топлива	28	0.4	28 (10 30)
Углеродный сажевый	Сгорание биомассы	2.9	2.7	5.7 (5 9)
	Сжигание ископаемого топлива	6.5	0.1	6.6 (6 –8)
Индустриальный	Промышленная пыль, $d > 1$ мкм			100 (40 130)
	$d < 1$ мкм	23	31	54 (18 100)
Морской солевой	$d > 1$ мкм	1420	1870	3290 (1000 6000)
	Всего	1440	1900	3340
Минеральный почвенный	$d > 1$ мкм	90	17	110
	d от 1 до 2 мкм	240	50	290
	d от 2 до 20 мкм	1470	282	1750
	Всего	1800	349	2150
Вторичный сульфатный аэрозоль в том числе: антропогенный вулканический биогенный	Эмиссии серы	145	55	200 (107 374)
		106	15	122 (69 214)
		14	7	21(9 48)
		25	32	57 (28 118)

Минеральная почвенная пыль является главной составляющей атмосферного аэрозоля, особенно, в тропических и субтропических областях. Её источник – это пустыни, полупустыни, высохшие озёра, а также области, где в результате человеческой деятельности уменьшается растительный покров или нарушается поверхность почвы. Существует предположение, что около 50 % атмосферной минеральной пыли возникает из-за нарушения поверхности почвы человеком. Самым ярким примером минеральной аэрозольной нагрузки на атмосферу являются выносы сахарского аэрозоля в Атлантику и Средиземноморье. Время жизни рассматриваемых минеральных частиц субмикронного

размера – неделя; частицы больших размеров, оседая, быстро уходят из атмосферы. Источником *морского солевого аэрозоля* является поверхность океана (взволнованная в зависимости от силы ветра). Морские частицы эффективны как ядра конденсации, и поэтому их роль важна с точки зрения косвенного радиационного эффекта аэрозолей (образования морских слоисто-кучевых облаков и изменения их альбедо). *Индустриальный аэрозоль* образуется вследствие промышленных выбросов, транспортировки цемента, металлов, угля. Этот источник загрязнения атмосферы и ухудшения качества воздуха климатически малозначим, поскольку размеры аэрозольных частиц велики и они оптически неактивны. Радиационный форсинг сульфатного вулканического аэрозоля сравним с радиационным форсингом антропогенного тропосферного сульфатного аэрозоля, несмотря на меньшее его количество в атмосфере, так как первый характеризуется большим временем жизни и большей высотой распределения; при этом возможно его косвенное радиационное воздействие (на облака).

Глобальный спутниковый мониторинг атмосферного аэрозоля (оптическая толщина аэрозоля в вертикальном столбе атмосферы) осуществляется в программах AVHRR, METEOSAT, ATSR, OTSR, MODIS, POLDER. Наземные аэрозольные эксперименты TARFOX (Tropospheric Aerosol Radiative Forcing Experiment), ACE-1, ACE-2 (Aerosol Characterisation Experiment), INDOEX (Indian Ocean Experiment), а также сеть AERONET дают более полную региональную информацию об оптических, микрофизических и химических свойствах атмосферного аэрозоля.

Исследования климатических эффектов атмосферного аэрозоля (сульфатного и сажевого) представлены в работах [Charlson, 1987, Penner, 1993, Myhre, 1998, Robock, 1996, Sato, 1993]. В период подготовки Второго доклада Международной комиссии по исследованию изменений климата (1996 г.) [IPCC, 1996] трехмерные модели были разработаны только для сульфатного и сажевого аэрозоля; позднее пространственно-временное моделирование было реализовано для различных видов аэрозолей: углеродного (образующегося при сгорании биомассы и сжигании ископаемого топлива) [Cooke, 1996, Cooke, 1999], пылевого [Tegen, 1996 а, Tegen, 1996 б], солевого [Gong, 1998] и нитратного [Adams, 2001, Ammann, 2003].

5. Прямой радиационный форсинг антропогенного тропосферного аэрозоля

В этом разделе приводятся модельные оценки глобального радиационного форсинга на верхней границе атмосферы, полученные по результатам численных экспериментов с использованием глобальных моделей. Параметры аэрозоля задавались по результатам региональных экспериментов с последующим сопоставлением с данными спутникового глобального мониторинга.

Оценки глобального аэрозольного радиационного форсинга для разных антропогенных аэрозолей [IPCC, 2001]

Аэрозоль	Радиационный форсинг, Вт/м ²	Неопределенность оценки, %
Сульфаты	-0,4	200
Продукты сгорания биомассы	-0,2	300
Сажа	0,1	300

В табл. 4 приведены полученные в работе [IPCC, 1996] результаты расчетов глобального радиационного форсинга для разных видов тропосферного антропогенного аэрозоля.

В работах [Haywood, 2000, IPCC, 2001, Shine, 1999] приведены аналогичные результаты при условии более точного решения уравнения переноса излучения, более корректного учета эффектов влажности и гигроскопичности с более подробным пространственным и временным разрешением. При этом было установлено следующее.

- Для сульфатного тропосферного антропогенного аэрозоля прямой глобальный радиационный форсинг (по сравнению с доиндустриальным периодом) меняется от $-0,81$ до $-0,26$ Вт/м² (в зависимости от использованной модели и источника данных для сульфатов). Наибольший радиационный форсинг наблюдается над индустриальными областями северного полушария. Отношение глобальных средних радиационных форсингов для северного и южного полушарий меняется от 2 до 7 [Graf, 1997, Myhre, 1998], а для суши и океана – от 1,3 до 3,4 [Boucher, 1995, Kiehl, 2000]. Максимальное значение радиационного форсинга отмечается в северном полушарии летом [Haywood, 1998], а отношение радиационных форсингов для лета и зимы колеблется от 2 до 5 [Grant, 1999, Penner, 1999].

- Для сажи, образующейся при сгорании ископаемого топлива, прямой глобальный радиационный форсинг (по сравнению с доиндустриальным периодом) меняется от 0,20 [Haywood, 1997] до 0,16 [Shine, 1999] для внешней смеси с водой и от 0,36 [Haywood, 1997] до 0,44 [Shine, 1999] для внутренней смеси.

- Для органического углерода, образующегося за счет сгорания ископаемого топлива [Grant, 1999, Penner, 1999], аэрозольный форсинг в среднем равен $-0,10$ Вт/м²

- Для аэрозоля, образующегося при сгорании биомассы (лес, саванна, сельскохозяйственные отходы, торф, древесное топливо), характерно как антропогенное, так и естественное происхождение. Радиационный форсинг меняется от $-0,14$ до $-0,23$ Вт/м² [Grant, 1999, Penner, 1999]. При этом из-за разного размера частиц сажевый аэрозоль определяет поглощение, а органический углерод – рассеяние. Этот форсинг в большинстве регионов отрицателен, однако в ограниченных областях с высоким альбедо подстилающей поверхности он может быть положительным. Радиационный форсинг имеет сезонный

ход с максимумом летом. Эффект от лесных пожаров в Бразилии составил в глобальном радиационном форсинге $-0,3 \text{ Вт/м}^2$ (Smoke Cloud and Radiation Brasil Experiment, SCAR [IPCC, 1996]). Локальный среднегодовой аэрозольный форсинг от пожаров составляет $2 - 3 \text{ Вт/м}^2$.

- Нитраты в радиационном глобальном форсинге оцениваются с изрядной долей неопределенности (порядок) [Adams, 2001, Jones, 2000].

- $20 - 30 \%$ минерального пылевого аэрозоля имеет антропогенное происхождение [Sokolik, 1996, Tegen, 1995]. Рассмотрим только аэрозольный форсинг для антропогенного компонента (по сравнению с доиндустриальным периодом). Для минерального пылевого аэрозоля, который, как правило, распространяется в высоких слоях атмосферы, характерны сравнительно большие размеры частиц. Для радиационного форсинга характерны коротковолновая и длинноволновая составляющие. Глобальный радиационный форсинг минерального антропогенного аэрозоля отрицателен, хотя частичное поглощение радиации может приводить к локальному положительному радиационному форсингу при высоких значениях альbedo подстилающей поверхности и наличии облаков. Глобальный длинноволновый форсинг положителен. По [Sokolik, 1996] радиационный форсинг равен $-0,25 \text{ Вт/м}^2$ над океаном и $-0,60 \text{ Вт/м}^2$ над сушей. В соответствии с различными источниками радиационный форсинг в длинноволновой ($\text{РФ}_{\text{дл}}$) и коротковолновой ($\text{РФ}_{\text{к}}$) областях составляет:

Источник информации	[Tegen, 2003]	[Miller, 1998]	[Hansen, 1998]
$\text{РФ}_{\text{дл}}, \text{ кВт/м}^2$	0,34	0,16	0,05
$\text{РФ}_{\text{к}}, \text{ кВт/м}^2$	0,25	0,22	-0,062

Столь значительные расхождения в оценке форсингов связаны с использованием разных оптических свойств и разных моделей распределения аэрозоля и переноса излучения. Проблема оценки альbedo однократного рассеяния [Miller, 1999] для минерального аэрозоля или же мнимой части коэффициента преломления вещества частиц (составляющей по разным данным [Kaufman, 2003, Sokolik, 1993, Sokolik, 1998] от 0,01 до 0,001) активно обсуждается в современных публикациях [Hansen, 1998]. Измерения в рамках проекта AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer [Ackerman, 1992]) показали, что коротковолновое возмущение около берегов Африки составило $-40 \dots -90 \text{ Вт/м}^2$, а длинноволновое $5 - 20 \text{ Вт/м}^2$. Коротковолновый и длинноволновый форсинги минерального аэрозоля сравнимы по величине, но эффект в коротковолновой области обычно преобладает. Большие сложности отмечаются и при региональной эмпирической оценке аэрозольного форсинга: эффект облаков, необходимость дневного осреднения потоков, сезонная зависимость эмиссии аэрозоля и, наконец, доля антропогенного аэрозоля в общем его количестве усложняют эмпирические оценки.

В [Yabe, 2003] проведены полуэмпирические оценки локального радиационного форсинга для тропосферного минерального аэрозоля. В Киото в течение трех лет, с 1998 по 2001 г., синхронно измерялись аэрозольная оптическая толщина τ и суммарная солнечная радиация у поверхности. Среднее значение τ составило 0,27 (для $\lambda = 0,5$ мкм). Для оценки аэрозольно-радиационного форсинга из экспериментально полученных значений вычитались рассчитанные значения форсинга для безаэрозольной и безоблачной атмосферы, и в результате аэрозольный форсинг представлялся как $f(\tau)$. На единицу изменения оптической толщины было получено значение форсинга $-85,4$ Вт/м². Эта оценка близка к результатам, полученным в экспериментах INDOEX (Indian Ocean Experiment), ACE-Asia (Asian Pacific Regional Aerosol Characterization Experiment). Функция $f(\tau)$ нелинейна, а локальный аэрозольный форсинг у подстилающей поверхности получается в три раза больше, чем на верхней границе атмосферы.

Неопределенности оценок аэрозольно-радиационного форсинга связаны с неопределенностью оптических параметров аэрозоля, неопределенностью атмосферных концентраций и доли в них аэрозоля антропогенного происхождения, различиями в структуре моделей, схемах включения в модель оптических параметров и концентраций аэрозоля. До тех пор пока не будет налажен глобальный мониторинг аэрозольных нагрузок (разных видов) в атмосфере аэрозольно-радиационный форсинг не будет оценен должным образом. Важна также проблема выделения антропогенного сигнала на фоне естественного. В последних данных глобального спутникового мониторинга просматривается след тропосферного антропогенного аэрозоля [Boucher, 2000, Haywood, 1997].

6. Радиационный форсинг стратосферного вулканического аэрозоля

Радиационный форсинг стратосферного вулканического аэрозоля уже рассматривался в п. 1 настоящей работы (см. рис. 1 и табл. 1). Отрицательный аэрозольный форсинг, связанный с последствиями вулканической деятельности, наиболее выражен в периоды 1890 – 1915 и 1965 – 1990 гг. В табл. 5 приведены данные о наиболее мощных вулканических извержениях XX в. из работы [Stothers, 2001].

На основе результатов наземных спектрометрических, самолетных и спутниковых (с 1979 г.) измерений в средних широтах в работе [Stothers, 2001] было обнаружено постоянство эффективного радиуса частиц ($R_{эф}$) в вертикальном столбе атмосферы, которое устанавливается в первые несколько месяцев после извержения. Для всех крупнейших извержений XX в. эффективный радиус в фазе пика составил 0,3 мкм. В течение года он сохранялся либо увеличивался до 0,5 мкм. Для разных станций и разных вулканических извержений наблюдается хорошее согласие эффективных радиусов аэрозольных частиц, не зависящее от интенсивности извержения.

Наиболее мощные вулканические извержения XX века

Вулкан, масса выброса	Координаты вулкана	Дата извер- жения	Эффективный ра- диус аэрозольных частиц, $R_{эф}$		Период и место (широта) измерений
			$\sigma = 1.3$	$\sigma = 1$	
Санта- Мария, 20–30 т	15° с.ш., 92° з.д.	октябрь 1902 г.	0,31	0,34	1903–1904 гг. 39° с.ш.
Ксудач, 2–5 т	52° с.ш., 158° в.д.	март 1907 г.	0,24 0,46	0,26 0,46	май 1907 г., 39° с.ш., июнь–октябрь 1908 г., 34° с.ш.
Катмай, 10–15 т	58° с.ш., 155° з.д.	июнь 1912 г.	0,33	0,34	июль–август 1912 г., 34° с.ш.
			0,31	0,34	август–октябрь 1913 г., 34° с.ш.
			0,36	0,37	июнь–октябрь, 1914 г., 34° с.ш.
Агунг	8° ю.ш., 116° в.д.	март 1963 г.	0,35	0,37	май–декабрь 1963 г., 29° с.ш.
			0,30	0,32	май 1964 г., 29° с.ш.
Фуэго, 2–5 т	14° с.ш., 91° з.д.	октябрь 1974 г.	0,39	0,41	1975, 31 с.ш.
Эль Чичон, 10–15 т	17° с.ш., 93° з.д.	март 1982 г.	0,36	0,37	июнь 1982 г., 31° с.ш.
			0,51	0,48	апрель 1983 г., 31° с.ш.
Пинатубо, 20–30 т	15° с.ш., 120° з.д.	июнь 1991 г.	0,32	0,34	октябрь 1991 г., 32° с.ш.
			0,51	0,33	август–декабрь 1991 г., 32° с.ш.
			0,32	0,48	1992 г., 32° с.ш.

В [Stenchikov, 1998] рассмотрены радиационные эффекты вулкана Пинатубо, извержение которого 15 июня 1991 г. стало самым сильным вулканическим извержением XX в.: выброс вещества составил 14–20 Мт. В [Stenchikov, 1998] представлены результаты проводившегося в течение двух лет мониторинга спектральных, пространственных и временных характеристик аэрозольных параметров. Экспериментальные (спутниковые, лидарные и аэрологические) и модельные (ECHAM4 GCM) данные показали, что сульфатный аэрозоль образуется в течение нескольких недель после извержения. Он рассеивает видимую радиацию, поглощает и отражает близкую инфракрасную радиацию, поглощает и излучает длинноволновую радиацию. Возмущения, обусловленные вулканическим аэрозолем, составляют около 6 Вт/м², сохраняются более года и вызывают вариации приземной температуры воздуха порядка 0,5 °С. Облака уменьшают среднемесячный аэрозольно-радиационный форсинг на 20–40 %. Тропосферный аэрозоль, по данным моделирования, приводит к увеличению эффективного альбедо подстилающей поверхности; в частности, над Сахарой, эти эффекты слегка уменьшают аэрозольно-радиационный форсинг.

7. Эволюция радиационных форсингов во времени

Современные данные по трендам радиационных форсингов для разных атмосферных факторов приведены в [Hansen, 1993, Myhre, 2001, Wigley, 1997]. Тренды глобальных радиационных форсингов от доиндустриального периода до настоящего времени представлены на рис.3 для основных определяющих (естественных и антропогенных) атмосферных факторов:

- парниковых газов и озона (тропосферного и стратосферного);
- тропосферного аэрозоля (сульфаты, органический углерод за счет сжигания ископаемого топлива, сажа за счет сжигания ископаемого топлива, органический углерод и сажа за счет сжигания биомассы);
- колебаний солнечной постоянной;
- форсинга стратосферного вулканического аэрозоля.

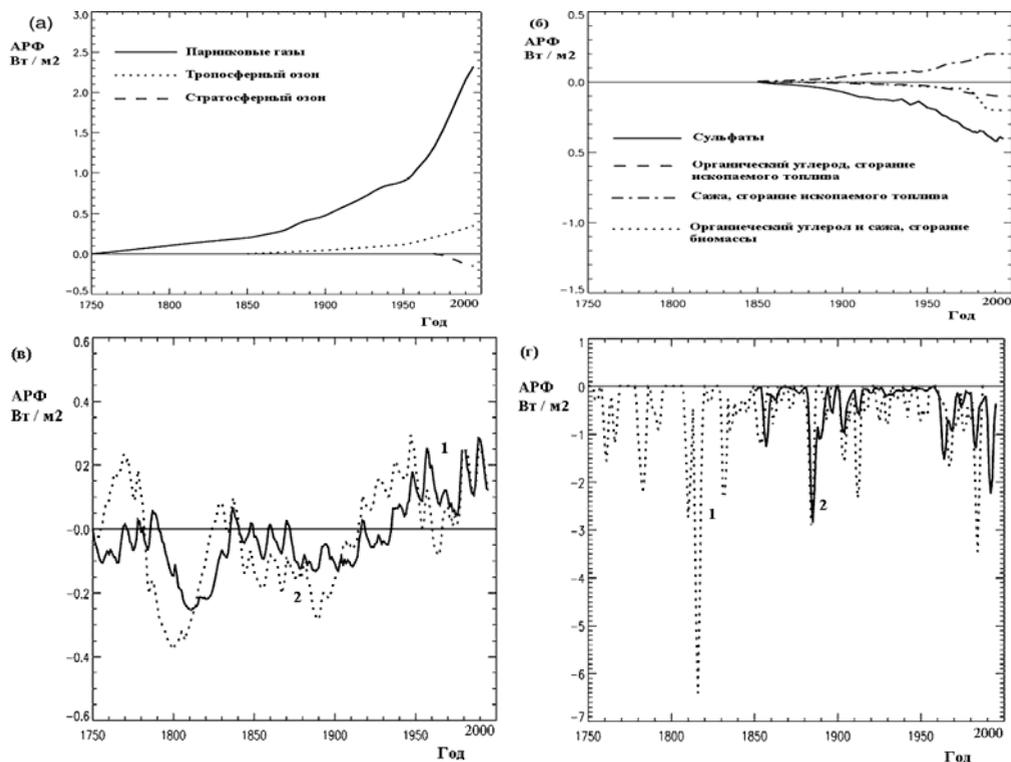


Рис. 3. Тренды глобальных радиационных форсингов для основных естественных и антропогенных атмосферных факторов [IPCC, 1996, IPCC, 2001]:

- а) 1– парниковые газы, 2 – тропосферный озон, 3 – стратосферный озон;
 б) 1 – сульфаты, 2 – органический углерод, 3 – сажа, образующаяся за счет сжигания ископаемого топлива, 4 – органический углерод и сажа, образующиеся за счет сжигания биомассы; в) стратосферный вулканический аэрозоль: по данным [Jones, 2000] – 1, по данным [Kaufman, 2003] – 2; г) колебания солнечной постоянной по [IPCC, 2001] – 1, по [Jacobson, 2001] – 2

Эволюция глобального радиационного форсинга во второй половине XX в. с осреднением за 5 лет для разных видов антропогенного и естественного воздействия представлена в табл. 6.

Таблица 6

Эволюция глобального радиационного форсинга ($Вт/м^2$) во времени для различных антропогенных и естественных факторов во второй половине XX века (по IPCC, TAR – Intergovernmental Panel on Climate Change, Third Assessment Report)

Факторы воздействия	Период						
	1961–1965	1966–1970	1971–1975	1976–1980	1981–1985	1986–1990	1991–1995
Парниковые газы	1.14	1.27	1.44	1.64	1.85	2.07	2.26
Стратосферный озон	0.00	0.00	–0.01	–0.04	–0.07	–0.11	–0.14
Тропосферный озон	0.17	0.20	0.22	0.25	0.28	0.31	0.34
Сульфатный аэрозоль	–0.26	–0.29	–0.33	–0.35	–0.36	–0.40	–0.40
Органический углерод от сгорания ископаемого топлива	–0.05	–0.06	–0.07	–0.08	–0.09	–0.10	–0.10
Сажа от сгорания ископаемого топлива	0.14	0.14	0.15	0.16	0.19	0.20	0.20
Органический углерод и сажа от сгорания биомассы	–0.04	–0.04	–0.05	–0.09	–0.16	–0.20	–0.20
Вулканический аэрозоль	–1.0	–0.77	–0.28	–0.15	–0.88	–0.35	–1.42
Солнечный форсинг	0.11	0,11	0.06	0.17	0.17	0.21	0.18

Солнечный форсинг и форсинг стратосферного аэрозоля вулканического происхождения меняются не монотонно. В определенные периоды он может возрасти и вносить вклад в глобальное потепление (особенно в 1900–1950 гг.). Радиационный форсинг вулканического аэрозоля сильно меняется от года к году в зависимости от вулканической активности.

Из табл.6 видно, что существует четко выраженный радиационный форсинг из-за изменений стратосферного аэрозоля с 1961 по 1965 гг., однако самое сильное воздействие вулканического аэрозоля отмечалось в 1991–1995 гг. Эволюция стратосферного аэрозоля наряду с небольшими вариациями солнечной постоянной в течение последних двух – четырех десятилетий привела к тому, что естественный форсинг в этот период был отрицательным, а форсинг, обусловленный антропогенным воздействием на атмосферу, в последние 40 лет быстро возрастал за счет усиления парникового эффекта.

По сравнению с доминирующим в течение всего XX в. форсингом парниковых газов форсинг тропосферного озона составил 10 % в середине века и 15 % в настоящее время. Форсинг стратосферного озона появился только в последние 20 лет. Форсинг аэрозолей, имеющих короткое время жизни, в каждый данный момент времени зависит от текущей эмиссии и мало зависит от предыстории в отличие от случая парниковых газов. Из табл. 3 видно, что для парниковых газов, тропосферного озона, сгорающей биомассы, органического углерода, образующегося при сгорании ископаемого топлива, имеет место существенное увеличение форсинга по сравнению с доиндустриальным периодом; в то же время для сульфатного тропосферного аэрозоля и сажи от сгорания топлива увеличение форсинга менее выражено.

Заключение

Обзор и анализ рассмотренной информации показывает, что имеется неопределенность в оценке интенсивности, времени и мест проявления антропогенного воздействия на климат Земли. Глобальный нагревающий эффект углекислого и других парниковых газов соответствует на сегодняшний день увеличению эквивалентной концентрации CO_2 в 1,5 раза и составляет у подстилающей поверхности воздействие в $2,5 \text{ Вт/м}^2$. Парниковому эффекту противодействует аэрозольное загрязнение атмосферы как антропогенное, так и естественное. По данным МГЭИК, вызванное парниковыми газами среднее глобальное повышение температуры ($0.6 \text{ }^\circ\text{C}$) северного полушария в настоящее время, возможно, уменьшено под воздействием аэрозолей на 40–50 %. При этом в промышленно развитых регионах Европы и Северной Америки охлаждающий эффект антропогенного аэрозоля может быть сопоставим с парниковым эффектом газов. Основным фактором неопределенности возникновения и проявления изменений климата является аэрозольно-радиационный форсинг для антропогенного и естественного тропосферного аэрозоля. Поскольку для временных периодов в несколько десятков лет ни вековые и 11-летние вариации солнечной постоянной, ни относительно медленные изменения количества парниковых газов в атмосфере не должны вызывать изменений приземной температуры воздуха главным фактором изменений регионального масштаба становится аэрозоль антропогенного происхождения. Это проявляется во взаимной согласованности изменений для эмпирических рядов интегральной прозрачности атмосферы, солнечной радиации и приземной температуры воздуха [Байкова, 1998, Русак, 1994, Абакумова, 1996]. Обобщение данных о прозрачности атмосферы для территории России было выполнено З.И. Пивоваровой 30 лет назад, в 1977 г. [Пивоварова, 1977]. Несомненно, оценки многолетней изменчивости и трендов аэрозольной составляющей в радиационное воздействие должны постоянно пополняться современными эмпирическими данными.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 06-05-64696.

Литература

1. Байкова И.М. Особенности многолетнего изменения коэффициента прозрачности атмосферы и составляющих солнечной радиации в Сибири и на Дальнем Востоке в 1967–1986 гг. // Метеорология и гидрология, 1998, № 1, с. 29-35.
2. Всемирная конференция по изменению климата (World Climate Change Conference). – Москва, 2003. – 700с.
3. Кондратьев К.Я. Неопределённости данных наблюдений и численного моделирования климата. – Тезисы докладов Всемирной конференции по изменению климата. – М., 2003, с. 47-50.
4. Пивоварова З.И. Радиационные характеристики климата СССР – Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 336 с.
5. Руссак В.К. Изменения радиационного режима в Эстонии // Изв. РАН, Физика атмосферы и океана, 1994, т. 30, № 3, с. 397-401.
6. Томаси С., Витале В., фон Хойниген-Гуене и др. Определение прямого радиационного воздействия, вызванного аэрозолям, с помощью экспериментов и тестов на совместимость. – Тезисы докладов Всемирной конференции по изменению климата. – М., 2003, с.39-40.
7. Abakutova G.M., Feigelson E.M., Russak V., Stadnik V.V. Evaluation of long-term changes in radiation, cloudiness and surface temperature on territory of the former Soviet Union // Climate, 1996, vol. 9, p. 1319-1327.
8. Ackerman, S.A., Chung H. Radiative effects of airborne dust on regional energy budgets at the top of the atmosphere // Journal of Applied Meteorology, 1992., vol. 31, p. 223-233.
9. Adams, P.J., Seinfeld J.H., Koch D.M. Global concentrations of tropospheric sulphate, nitrate and ammonium aerosol simulated in a general circulation model // J. Geophys. Res., 1999, vol. 104, p. 13791-13823.
10. Adams, P.J., Seinfeld J.H., Koch D.M., et al. General circulation model assessment of direct radiative forcing by the sulfate–nitrate–ammonium–water inorganic aerosol system // J. Geophys. Res., 2001, vol. 106, p. 1097-1111.
11. Ammann C.M., Meehl G.A., Washington W.M. A monthly and latitudinally varying volcanic forcing dataset in simulations of 20th century climate // GRL, 2003, vol.30, №12, p. 1657.
12. Boucher O., Anderson T.L. GCM assessment of the sensitivity of direct climate forcing by anthropogenic sulfate aerosols to aerosol size and chemistry // J. Geophys. Res., 1995, vol. 100, p. 26117-26134.
13. Boucher O., Tanré D. Estimation of the aerosol perturbation to the Earth's radiative budget over oceans using POLDER satellite aerosol retrievals // Geophys. Res. Lett, 2000, vol. 27., p. 1103-1106.
14. Charlson, R. J., Lovelock J. E., Andreae M. O., Warren S. G. Ocean phytoplankton, atmospheric sulphur, cloud albedo and climate // Nature, 1987, vol. 326, p. 655-661.
15. Cooke W.F., Wilson J.J.N. A global black carbon aerosol model // J. Geophys. Res., 1996, vol. 101, p. 19395-19409.
16. Cooke W.F., Lioussse C., Cachier H., Feichter J. Construction of a 1° x 1° degree fossil fuel emission data set for carbonaceous aerosol and implementation and radiative impact in the ECHAM4 model // J. Geophys. Res., 1999, vol. 104, p. 22,137-22,162.
17. Gong S.L., Barrie L.A., Blanchet J.-P., Spacek L. Modeling size-distributed sea salt aerosols in the atmosphere: An application using Canadian climate models – 1998.- In: Air Pollution Modeling and Its Applications XII, 1998, Plenum Press, New York.
18. Grant K.E., Chuang C.C., Grossman A.S., Penner J.E. Modeling the spectral optical properties of ammonium sulfate and biomass aerosols: Parameterization of relative humidity effects and model results // Atmos. Env., 1999, vol. 33, p. 2603-2620.
19. Graf H.-F., Feichter J., Langmann B. Volcanic sulfur emissions: Estimates of source strength and its contribution to the global sulfate distribution // J. Geophys. Res., 1997, vol. 102, p. 10727-10738.

20. Hansen J., Lacis A., Ruedy R., et al. How sensitive is the world's climate? // National Geographic Research and Exploration, 1993, vol. 9, p. 142-158.
21. Hansen J., Sato M., Lacis A., et al. Climate forcings in the Industrial Era. // Proc. Natl. Acad. Sci., 1998, vol. 95, p. 12753-12758.
22. Hansen J.E., Ruedy R., Glascoe J., et al. GISS analysis of surface temperature change // J. Geophys. Res., 1999, 104(D24), vol. 30, p. 29.997-31,022.
23. Hoyt, D.V., Schatten K.H. A discussion of plausible solar irradiance variations 1700-1992 // J. Geophys. Res., 1993, vol. 98, p. 18895-18906.
24. Haywood J.M., Shine K.P. Multi-spectral calculations of the radiative forcing of tropospheric sulphate and soot aerosols using a column model // Quart. J. R. Met. Soc., 1997, vol. 123, p. 1907-1930.
25. Haywood J.M., Ramaswamy V., Donner L.J. Reply: a limited-area-model case study of the effects of sub-grid scale variations in relative humidity and cloud upon the direct radiative forcing of sulfate aerosol // Geophys. Res. Lett., 1998, vol. 25, p. 1041.
26. Haywood J.M., Boucher O. Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: a review // Revs. Geophys., 2000, vol. 38, p. 513-543.
27. Hobbs P.V., Reid J.S., Kotchenruther R.A., et al. Direct radiative forcing by smoke from biomass burning // Science, 1997, vol. 275, p. 1776-1778.
28. IPCC, Climate Change 1995: The Science of Climate Change. Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change // Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1996. - 572 p.
29. IPCC, Climate Change 2001: The Science of Climate Change. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change // Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2001. - 540 p.
30. Jacobson M.Z. Global direct radiative forcing due to multicomponent anthropogenic and natural aerosols // J. Geophys. Res., 2001, vol. 106, p. 1551-1568.
31. Jones G.S., Tett S.F.B., Scott P.A. Causes of atmospheric temperature changes 1960-2000: A combined attribution analysis // GRL., vol. 30, № 5, p. 1228.
32. Kaufman Y.J., Tanré D., Karnieli A., et al. Absorption of sunlight by dust as inferred from satellite and ground-based remote sensing // Geophys. Res. Lett., 2003, vol. 28, p. 1479-1482.
33. Kiehl J.T., Schneider T.L., Rasch P.J. et al. Radiative forcing due to sulfate aerosols from simulations with the National Center for Atmospheric Research Community Climate Model, Version 3. // J. Geophys. Res., 2000, vol. 105, p. 1441-1457.
34. Lean J., Beer J., Bradley R.S. Reconstruction of solar irradiance since 1610: Implications for climate change // Geophys. Res. Lett., 1995, vol. 22, p. 3195-3198.
35. Miller R., Tegen I. Climate response to soil dust aerosols // J. Clim., 1998, vol. 11, p. 3247-3267.
36. Miller R., Tegen I. Radiative forcing of a tropical direct circulation by soil dust aerosols // J. Atmos. Sci., 1999, vol. 56, p. 2403-2433.
37. Myhre G., Stordal F., Restad K., et al. Estimates of the direct radiative forcing due to sulfate and soot aerosols // Tellus, 1998, vol. 50B, p. 463-477.
38. Myhre G., Myhre A., Stordal F. Historical evolution of radiative forcing of climate // Atmos. Env., 2001, vol. 35, p. 2361-2373.
39. Penner J.E., Dickinson R.E., O'Neill C.A. Effects of aerosol from biomass burning on the global radiation budget. // Science, 1992, vol. 256, p. 1432-1434.
40. Penner J.E., Eddleman H., Novakov T. Towards the development of a global inventory of black carbon emissions. // Atmos. Environ., 1993, vol. 27A, p. 1277-1295.
41. Penner J. E., Chuang C.C., Grant K. Climate forcing by carbonaceous and sulfate aerosols. // Clim. Dyn., vol. 14, p. 839-851.
42. Robock A., Free M.P. The volcanic record in ice cores for the past 2000 years. In: Climatic Variations and Forcing Mechanisms of the Last 2000 Years // Springer-Verlag, Berlin, Germany, 1996. - P. 533-546.

43. *Sato M., Hansen J., McCormick M.P., et al.* Stratospheric aerosol optical depths, 1850-1990 // *J. Geophys. Res.*, 1993, vol. 98, p. 22987-22994.
44. *Shine K.P., Forster F.* The effects of human activity on radiative forcing of climate change: a review of recent developments. // *Global and Planetary Change*, 1999, vol. 20, p. 205-225.
45. *Sokolik I.N., Andronova A., Johnson T.C.* Complex refractive index of atmospheric dust aerosols // *Atmos. Env.*, 1993, vol. 27A, p. 2495-2502.
46. *Sokolik I.N., Toon O.B.* Direct radiative forcing by anthropogenic airborne mineral aerosols // *Nature*, 1996, vol. 381, p. 681-683.
47. *Sokolik I.N., Toon O.B., Bergstrom R.W.* Modeling the direct radiative characteristics of airborne mineral aerosols at infrared wavelengths // *J. Geophys. Res.*, 1998, vol. 103, p. 8813-8826.
48. *Stenchikov G.L., Kirchner I., Robock F et al.* Radiative forcing from the 1991 Mount Pinatubo volcanic eruption // *J. Geophys. Res.*, 1998, vol.103, D12, p.13,837-13 ,857.
49. *Stothers R.B.* A chronology of annual mean effective radii of stratospheric aerosols from volcanic eruptions during the 20 century as derived from ground based spectral extinction measurements // *J. Geophys. Res.*, 2001, vol.106, D23, p. 32043-32049.
50. *Yabe T., Höller R., Tohno S. et al.* An Aerosol Climatology at Kyoto: Observed Local Radiative Forcing and Columnar Optical Properties // *Journal of Applied Meteorology*, 2003, Vol. 42, № 6, p. 841-850.
51. *Tegen I., Fung I.* Contribution to the atmospheric mineral aerosol load from land surface modification // *J. Geophys. Res.*, 1995, vol. 100, p. 18707-18726.
52. *Tegen I., Lacis A.A., Fung I.* The influence on climate forcing of mineral aerosols from disturbed soils // *Nature*, 1996, vol. 380, p. 419-422.
53. *Tegen I., Lacis A.A.* Modelling of particle size distribution and its influence on the radiative properties of mineral dust aerosol. // *J. Geophys. Res.*, 1996, vol. 101, p. 19237-19244.
54. *Tegen I., Koch D., Lacis A.A., Sato M.* Trends in tropospheric aerosol loads and corresponding impact on direct radiative forcing between 1950 and 1990: A model study // *J. Geophys. Res.*, 2000, vol. 105, D 22, p. 26,971-26,989.
55. *Quayle R.G., Peterson T.C., Basist A.N., Godfrey C.S.* An operational near-real time global temperature index // *GRL*, 1999, vol. 26, № 3, p. 333-335.
56. *Wigley T.M.L., Jones P.D., Raper S.C.B.* The observed global warming record: What does it tell us? // *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 1997, vol. 94, p. 8314-8320.