

К.Я. Кондратьев

Аэрозоль и климат: современное состояние и перспективы разработок.

3. Аэрозольное радиационное возмущающее воздействие

*НИИ Центр экологической безопасности РАН/Международный Нансеновский фонд окружающей среды
и дистанционного зондирования, г. Санкт-Петербург*

Поступила в редакцию 16.09.2005 г.

Обсуждены результаты полученных за последние несколько лет оценок прямого и косвенного (через посредство изменений альbedo облаков и интенсивности осадков в результате обусловленного аэрозолем влияния на микроструктуру облаков) аэрозольного радиационного возмущающего воздействия (АРВВ). Промонстрирована сложность подобных оценок, определяемая разнообразием типов аэрозоля и наличием их сильной пространственно-временной изменчивости. Проанализированы возможности оценок АРВВ в рамках моделей глобального климата, и высказаны соображения о перспективах дальнейших исследований.

Введение

$$\Delta T_s = \lambda \Delta F,$$

Проблема воздействия аэрозоля на климат отнюдь не является новой [5]. Уже давно стала ясной, например, важная роль стратосферного аэрозоля как климатообразующего компонента атмосферы, которая проявляется в глобальных масштабах в периоды крупных вулканических извержений [27]. Значительно более сложны механизмы влияния тропосферного аэрозоля на климат [6, 7, 29, 30]. Последние годы отмечены попытками учета аэрозоля в глобальных трехмерных моделях климата. Примерами подобных исследований могут служить работы Quaas и др. [42] и Watterson и Dix [61]. В первой из этих работ выполнено «ансамблевое» численное моделирование климата за период 1930–1989 гг. с учетом влияния на климат пяти парниковых газов (ПГ) (CO_2 , CH_4 , N_2O , CFC-11, CFC-12) и сульфатного аэрозоля. Ограничение учетом только чисто рассеивающего сульфатного аэрозоля (рассмотрен период 1881–2100 гг., т.е. осуществлен и прогноз климата) характерно и для работы [61]. Естественно, что учет лишь чисто рассеивающего аэрозоля порождает эффект похолодания климата. Впрочем Watterson и Dix [61] рассмотрели не только прямое (ADE), но и косвенное (AIE) влияние аэрозоля на климат (через посредство обусловленного аэрозолем изменения микрофизических и оптических свойств облаков), которое может быть не только отрицательным, но и положительным.

Напомним, что радиационное возмущающее воздействие (РВВ) ΔF определяется как разность эффективных потоков коротковолновой или длинноволновой радиации на уровнях верхней границы атмосферы или подстилающей поверхности. В случае среднеглобальной приземной температуры воздуха

где λ — чувствительность климатической системы к РВВ.

Согласно Quaas и др. [42] среднегодовые среднеглобальные значения радиационного возмущающего воздействия на уровне верхней границы атмосферы, рассчитанные с учетом только ПГ, возросли от $0,74 \text{ Вт/м}^2$ (1930 г.) до $2,07 \text{ Вт/м}^2$ (1989 г.). Прямое аэрозольное РВВ (АРВВ) за счет сульфатного аэрозоля усилилось за рассматриваемый период с $-0,2$ до $-0,5 \text{ Вт/м}^2$, тогда как первое косвенное РВВ (КРВВ), определяемое изменениями альbedo облаков, варьировало от $-0,6$ до $-1,3 \text{ Вт/м}^2$. Если считать компоненты АРВВ аддитивными, то суммарное АРВВ должно было оказаться слабо отрицательным в период 1930–1980 гг. (при минимуме $-0,25 \text{ Вт/м}^2$ в 1956 г.), а затем смениться положительным (до $0,27 \text{ Вт/м}^2$ в 1989 г.). Важно, что подобная эволюция определяется главным образом изменениями первого КРВВ, причем второе (очень ненадежно оцениваемое) КРВВ вообще не принималось во внимание. «Парниковое» РВВ в условиях безоблачной атмосферы примерно на $0,1-0,2 \text{ Вт/м}^2$ интенсивнее, чем происходящее при средних условиях облачности (это различие определяется влиянием облачности верхнего яруса, усиливающей парниковый эффект). Вклад аэрозоля в формирование длинноволнового АРВВ сравнительно мал, но существует.

Суммарный парниковый эффект атмосферы (GHE) можно определить как

$$\text{GHE} = [\varepsilon \sigma T_s^4 + (1 - \varepsilon) F_s \downarrow] - F_{\text{ТОА}} \uparrow,$$

где ε — излучательная способность подстилающей поверхности; σ — постоянная Стефана–Больцмана; $F_s \downarrow$ и $F_{\text{ТОА}} \uparrow$ — потоки длинноволновой радиации на

уровнях подстилающей поверхности (противоизлучение атмосферы) и верхней границы атмосферы (уходящее излучение). Если f — количество облаков, то в условиях частичной облачности

$$\text{GHE}^a = f\text{GHE}^{cc} + (1 - f)\text{GHE}^{cf}.$$

Здесь индексы a , cc и cf обозначают соответственно условия реальной и сплошной облачности, а также ясного неба. Уже было отмечено, что как правило, $\text{GHE}^{cc} > \text{GHE}^{cf}$. Важное обстоятельство состоит в том, что оценки РВВ в рамках модели климата и по данным о радиационных потоках оказываются различными. Разности значений РВВ для ясного и облачного неба равны соответственно 0,23–0,49 и 0,13–0,37 Вт/м², что можно объяснить влиянием учета облачной обратной связи в модели климата.

Pirjola и др. [41] поставили вопрос о том, насколько важен учет процесса нуклеации при численном моделировании в региональном/глобальном масштабах. Понимание существенной роли мелкодисперсного аэрозоля в формировании климата и его влияния на здоровье человека стимулировало интерес к исследованиям подобного аэрозоля, который, как правило, является вторичным как продукт газофазной трансформации: нуклеации и последующего роста частиц. Благоприятствует такого рода исследованиям совершенствование аппаратуры, позволяющей в настоящее время измерять характеристики частиц размером более 3 нм. В свободной тропосфере (вблизи испаряющихся облаков, в морском пограничном слое атмосферы и в бореальных лесах) было обнаружено такое интересное явление, как «взрывное» образование частиц.

Как отметили Pirjola и др. [41], в этой связи были предложены различные механизмы нуклеации, объясняющие образование новых частиц. Возможные механизмы включают (в условиях реальной атмосферы): классическую теорию бинарной нуклеации $\text{H}_2\text{SO}_4\text{—H}_2\text{O}$ с последующим образованием гидратов; предложенную позднее теорию тройной нуклеации ($\text{H}_2\text{SO}_4\text{—H}_2\text{O—NH}_3$), образование димеров и ионно-индуцированную нуклеацию. Претерпевающие процесс нуклеации частицы, характерный размер которых составляет около 1 нм, не представляют, однако, интереса до тех пор, пока их размеры не увеличиваются до обнаружимых, причем рост частиц зависит от наличия конденсируемых паров. С другой стороны, происходит уменьшение счетной концентрации частиц, обусловленное их коагуляцией.

Численное моделирование процессов нуклеации и последующего роста частиц в контексте их параметризации в региональных и глобальных моделях представляет собой трудную задачу. Очень важно выяснить в этой связи, при каких условиях вновь образовавшиеся путем нуклеации частицы способны преодолевать «коагуляционный барьер», вырастать до размеров частиц Айткена и далее — до облачных ядер конденсации, т.е. стать существенными с точки зрения воздействия на климат. На основе использования модели AEROFOR динамики аэрозоля Pirjola и др. [41] выполнили

анализ роли процессов нуклеации в образовании аэрозоля. Предполагается, что в дополнение к другим конденсируемым парам в атмосфере присутствуют пары серной кислоты, принимающие участие в процессах как нуклеации, так и конденсации.

Полученные в работе [41] результаты свидетельствуют о том, что нуклеация является существенным процессом в атмосфере почти всегда, исключая такие случаи, когда концентрация конденсируемых паров не оказывается достаточно высокой для того, чтобы претерпевающие нуклеацию частицы были способны достигать размеров частиц Айткена и обеспечивать рост концентрации частиц больше 20 нм по крайней мере на 10%. Таким образом, параметризация процесса нуклеации должна стать неотъемлемым компонентом моделей климата. Развитие подобного процесса сильно зависит от общего числа участвующих в нуклеации частиц, суммарной концентрации конденсируемых паров (H_2SO_4 и пары органических соединений), а также от счетной концентрации и микроструктуры частиц, существовавших ранее (от конденсационного стока). Численное моделирование показало, что если суммарная концентрация конденсируемых паров выше $(1\text{—}5) \cdot 10^7 \text{ см}^{-3}$, а счетная концентрация подвергшихся нуклеации частиц превосходит $100\text{—}3000 \text{ см}^{-3}$, но меньше $10^7\text{—}10^8 \text{ см}^{-3}$, то, в зависимости от интенсивности конденсационного стока (в условиях чистой морской, сельской и городской воздушных масс), частицы способны достаточно быстро достигать размера 20 нм.

Как отметили Andreae и др. [10], в прошлом и в настоящее время вклад аэрозоля как фактора похолодания климата был значительным, но в будущем он может существенно ослабиться за счет мер по снижению уровня загрязнений атмосферы. Естественно, что подобная ситуация должна способствовать интенсификации процесса глобального потепления.

Важный прогресс в численном моделировании климата с целью оценок воздействий аэрозоля в условиях Арктики был достигнут Ну и др. [23]. Как известно, большое внимание привлек за последние десятилетия определяемый расчетными данными эффект усиления процесса «парникового» потепления климата в высоких широтах [30]. С другой стороны, анализ данных наблюдений не выявил наличия над Арктическим океаном подобного эффекта [12, 25]. Поэтому несомненно существенны полученные в работе [23] на основе использования региональной модели климата NARCM оценки количественного вклада аэрозоля в формирование арктического климата с учетом прямого и косвенного воздействия аэрозоля различных типов, включая сульфаты, арктическую дымку, «черный углерод» (BC), морские соли, органические соединения и пыль. Важные выводы в этой связи состоят в обнаружении зависимости климатического воздействия аэрозоля от его микроструктуры и химического состава, а также от высокого уровня среднегодового наземного РВВ за счет сульфатного аэрозоля, достигающего $\text{—}7,2 \text{ Вт/м}^2$.

Хотя независимые («изолированные») оценки АРВВ довольно условны, их многочисленность и определенная содержательность побуждают дополнить опубликованные ранее обзоры по этой проблематике [2, 6, 7, 29, 38].

1. Аэрозольное радиационное возмущающее воздействие

Поскольку проблема АРВВ довольно подробно обсуждалась ранее [3, 4, 6, 7], ограничимся рассмотрением более поздних результатов. Оценки АРВВ возможны путем расчетов на основе использования заданных моделей атмосферы. Однако недостаточная адекватность подобных моделей побудила Costa и др. [16, 17] прибегнуть к восстановлению необходимых параметров аэрозоля по данным спутникового дистанционного зондирования при помощи как низкоорбитальных (LEO), так и геостационарных (GEO) спутников (в случае LEO значения аэрозольной оптической толщины (АОТ) найдены по данным аппаратуры GOME для глобального мониторинга озона). Применение подобного подхода проиллюстрировано в работе [17] результатами определения АРВВ на уровне верхней границы атмосферы для трех ситуаций: 1) мощные выносы сахарского пылевого аэрозоля на акваторию Атлантического океана в июне 1997 г.; 2) дальний перенос продуктов сжигания биомассы над Атлантическим океаном в 2000 г.; 3) выбросы пылевого аэрозоля в регион Индийского океана (2000 г.). При этом достоверность результатов восстановления АОТ (τ_a) проконтролирована сравнением с данными сети AERONET солнечных фотометров. При АОТ > 0,4 погрешности значений АОТ составили $0,02 \pm 0,16\tau_a$. Расчеты значений потока уходящей коротковолновой радиации (служащих источником информации для оценок АРВВ) обеспечили достижение погрешностей не более $\pm 15\%$.

Moorthy и др. [39] и Satheesh и др. [44–51] получили оценки АРВВ на уровне подстилающей поверхности (ПП) и верхней границы атмосферы (ВГА), используя в качестве входной информации результаты наблюдений спектральной АОТ, массовой концентрации и микроструктуры аэрозоля (включая отдельные измерения массовой концентрации ВС), выполненных в регионе Аравийского моря в период между муссонами в рамках полевого наблюдательного эксперимента ARMEX-II [39]. Среднее значение АОТ на длине волны 500 нм над океаном (по данным судовых наблюдений) составило около 0,44, а на прилегающих территориях суши – примерно 0,47 (на плато в центре Индийского субконтинента АОТ достигала $\sim 0,61$). Свойства аэрозоля характеризовались специфическими особенностями, зависящими от траекторий его дальнего переноса. Более высокие значения АОТ и более «плоский» спектр АОТ соответствовали случаям адвекции воздушных масс из западных регионов Азии, а также из северо-западного региона и с Западного побережья Индии. Доля ВС в общей массе аэрозоля составляла лишь $\sim 2,2\%$ (в прибрежных регионах

Индии в течение того же времени года эта доля достигает примерно 6%).

Аэрозоль из ВС имеет главным образом антропогенное происхождение как продукт внутреннего сгорания и обуславливает значительное поглощение коротковолновой радиации. Естественно, что содержание ВС над океаном меньше, чем над сушей, но даже в атмосфере удаленных регионов Тихого и Атлантического океанов, а также в Антарктике было обнаружено значительное количество ВС, что можно объяснить влиянием дальнего переноса с континентов. Из данных наблюдений в тропиках Индийского океана, проведенных в 1998–1999 гг., следует, например, что массовая концентрация ВС варьировала в пределах $1,5\text{--}2,8\text{ мкг/м}^3$ (что эквивалентно 6–14% суммарной массы аэрозоля).

В рамках полевого наблюдательного эксперимента ARMEX, частью которого были исследования композитного и черного углеродного аэрозоля в 2003 г. в периоды между муссонами и во время летнего муссона, Babu и др. [11] осуществили судовые измерения массовой концентрации аэрозоля (МКА) над прибрежной частью Аравийского моря. Анализ результатов наблюдений показал, что суточный ход МКА был слабым в марте и полностью отсутствовал в мае–июне. Наблюдалось непрерывное уменьшение МКА от $\sim 700\text{ нг/м}^3$ (это соответствует доле массы, равной 2,5%) в марте до $\sim 104\text{ нг/м}^3$ (0,5%) в июне. Соответствующие значения аэрозольного радиационного возмущающего воздействия уменьшились от $\sim 70\text{ Вт/м}^2$ зимой до $\sim 30\text{ Вт/м}^2$ в период между муссонами и 45 Вт/м^2 во время муссона.

Полученные в работе [39] оценки средних значений АРВВ дали -27 Вт/м^2 (ПП) и -12 Вт/м^2 (ВГА), т.е. радиационное возмущающее воздействие для атмосферы составило $+15\text{ Вт/м}^2$ (если напомнить, что «парниковое» РВВ составляет около $2,5\text{ Вт/м}^2$, то становится очевидной острая актуальность адекватного учета воздействия аэрозоля на климат). Уровень АРВВ существенно зависит от специфики дальнего переноса аэрозоля. В условиях адвекции из Западной Азии и с Западного побережья Индии АРВВ усиливалось до $-40\text{--}-57\text{ Вт/м}^2$ (ПП), а для атмосферы достигало $27\text{--}39\text{ Вт/м}^2$. Если же преобладала адвекция из региона Бенгальского залива и из Центрального региона Индии, то соответствующие значения АРВВ уменьшались до -19 и $+10\text{ Вт/м}^2$. В недавних публикациях Satheesh и др. [44–50] содержится детальная информация о результатах исследований АРВВ.

В частности, согласно [49] средние значения АРВВ (ВГА) над северной частью Аравийского моря (до 12° с.ш.) в периоды зимнего (летнего) муссона составили $-6,1$ ($-14,3$) Вт/м^2 и уменьшались к югу до значений $-3,8$ ($-3,4$) Вт/м^2 на экваторе. Что касается АРВВ (ПП), то оно уменьшалось от $-16,2$ ($-15,2$) Вт/м^2 на севере Аравийского моря до $-5,5$ ($-3,5$) Вт/м^2 на экваторе. В Северном регионе Аравийского моря мгновенные значения АРВВ (ПП) могли достигать -50 Вт/м^2 , уменьшаясь с широтой при градиенте около $3\text{ Вт/м}^2 \cdot \text{град широты}$.

По данным Vиној и др. [57, 58], регионально осредненные значения АРВВ (ПП) над Бенгальским заливом в феврале 2003 г. изменялись в пределах от -15 до -24 Вт/м², а АРВВ (ВГА) варьировало от -2 до -4 Вт/м². Эти значения АРВВ оказались меньше, чем наблюдавшиеся в том же регионе в марте 2001 г., но больше зарегистрированных над Аравийским морем и Индийским океаном. Обусловленное аэрозолями радиационное изменение температуры составило примерно 0,5 К/сут. Согласно Vиној и Satheesh [57] наличие аэрозоля в атмосфере над Аравийским морем в период летнего муссона обуславливает уменьшение суммарной радиации, достигающее 21 Вт/м², и возрастание уходящей коротковолновой (отраженной) радиации на 18 Вт/м².

Сделанные Lubin и др. [34] расчеты изменений спектрального распределения противоизлучения атмосферы и уходящей длинноволновой радиации (УДР) в диапазоне длин волн 3,9–500 мкм с целью проанализировать влияние аэрозоля в атмосфере над Индийским океаном на перенос длинноволновой радиации выявили значительность подобного влияния. Так, например, при АОТ на длине волны 500 нм, равной 0,3, происходят возрастание противоизлучения на 7,7 Вт/м² по сравнению с условиями чистой атмосферы и уменьшение УДР на 1,3 Вт/м². При увеличении АОТ до 0,7 наблюдаются увеличение противоизлучения на 11,2 Вт/м² и спад УДР на 2,7 Вт/м² (по сравнению с условиями чистой атмосферы). Примерно 30% возрастания соответствующих значений АРВВ (ВГА) происходит за счет морского солевого аэрозоля и около 60% возникает под совместным воздействием солевого и пылевого аэрозоля (причиной остального изменения АРВВ является антропогенный аэрозоль). Все эти оценки получены в предположении, что частицы аэрозоля представляют собой внешнюю смесь. Если же принять модель внутренней смеси, то оценки АРВВ (ВГА) за счет длинноволновой радиации возрастают примерно вдвое, что свидетельствует о важном значении надежной информации о состоянии перемешанности аэрозоля. Несомненно при этом, что учет длинноволнового компонента АРВВ приводит к существенному ослаблению коротковолнового АРВВ, т.е. должен осуществляться при численном моделировании.

Satheesh и Srinivasan [50] проанализировали соотношение между вкладами природного и антропогенного аэрозоля в формирование АРВВ в прилегающих к Индийскому субконтиненту регионах океана. Наличие мощных источников солевого аэрозоля в океане и дальнего переноса пылевого аэрозоля из пустынь Аравии и Сахары определяет в данном случае важную роль природного аэрозоля, вклад которого в формирование АРВВ в апреле–мае сравним или даже больше (до 1,5 раза) вклада антропогенного аэрозоля, поступающего главным образом из Южной и Юго-Восточной Азии в период января–марта.

Рассмотрев процессы, ответственные за формирование динамики азиатского муссона, Lau и др. [31]

обратили внимание на то, что под влиянием АРВВ система «атмосфера – суша» прогревается на 8 Вт/м², а система «атмосфера – океан» выхолаживается на 78 Вт/м². Прогревание самой атмосферы равно 97 Вт/м² над океаном, но значительно сильнее (115 Вт/м²) над сушей.

Выполненные McFarlane и Evans [36] в рамках программы ARM наблюдения интегральных и спектральных потоков коротковолновой радиации на о-вах Науру и Манус в Западном секторе Тихого океана позволили получить наиболее продолжительный ряд результатов подобных наблюдений для рассматриваемого региона. Наблюдения на о-ве Науру продолжались с июня 1999 г. по май 2000 г. Среднее значение коротковолнового облачно-обусловленного РВВ составило 48,2 Вт/м², что значительно меньше значений, полученных ранее в рамках программы TOGA COARE. Существенна, однако, близость значений облачного и приведенных выше аэрозольно-обусловленных значений РВВ.

Bellouin и др. [13] получили оценки погрешностей вычислений прямого коротковолнового АРВВ, обусловленных принятием двух следующих предположений: 1) ортотропность («ламбертовость») подстилающей поверхности; 2) сферическая форма частиц аэрозоля. Обсуждаемые оценки свидетельствуют о том, что неучет угловой зависимости отражения коротковолновой радиации подстилающей поверхностью порождает значительные погрешности мгновенных значений АРВВ в случае водной поверхности. Однако при осреднении за сутки происходит взаимная компенсация погрешностей, в результате которой погрешность средних значений снижается до приемлемого уровня менее 3% (за исключением периода зимы в северном полушарии). Осреднение за сутки обеспечивает практическое устранение также и погрешностей, связанных с предположением о сферической форме частиц аэрозоля, неадекватность которого проявляется, однако, при вычислении АОТ, что обусловлено большими различиями индикатрис рассеяния сферических и несферических частиц.

Для того чтобы понять реакцию системы «подстилающая поверхность – атмосфера» на антропогенно-обусловленное аэрозольное радиационное возмущающее воздействие, важно располагать информацией об относительных вкладах в АРВВ различных компонентов состава аэрозоля на радиационный баланс. Как правило, оценки прямого АРВВ основаны на предположениях, что различные составные части аэрозоля являются внутренне или внешне перемешанными. Возможна, однако, такая ситуация, когда один компонент аэрозоля покрывает другой в виде находящегося над ним слоя и, таким образом, возникает слоистая структура частицы аэрозоля, порождающая АРВВ, которое существенно различается по сравнению с соответствующими внутренне или внешне перемешанными частицами.

В этой связи Chandra и др. [14] сделали расчеты, показавшие, что состояние перемешанности частиц из сульфата или морской соли и ВС может быть одной из причин наблюдавшегося «избыточного»

поглощения радиации атмосферой (рассмотрены четыре варианта структуры частиц: сульфатное ядро, покрытое слоем ВС, и противоположная ситуация: ядро из ВС, покрытое слоем морской соли; этим моделям соответствуют значения альbedo однократного рассеяния, равные 0,78; 0,86; 0,89; 0,80, тогда как в случае внешней смеси всех компонентов альbedo равно 0,90). Полученные ранее оценки климатического воздействия за счет антропогенного аэрозоля из ВС следует рассматривать как нижний предел, тогда как действительные величины АРВВ могут быть значительно больше. Для получения соответствующих количественных оценок необходимы дальнейшие полевые наблюдения и теоретические расчеты. Критически важная проблема состоит в том, что практически отсутствуют данные о состоянии перемешанности частиц аэрозоля в глобальных масштабах.

Расчеты прямого климатического воздействия аэрозоля в Арктике, сделанные на основе использования региональной модели климата, показали, что возникающие в связи с этим изменения приземной температуры воздуха (ПТВ) варьируют в пределах ± 1 К. Подобное воздействие обладает, однако, сильно выраженной региональной спецификой, зависящей от альbedo подстилающей поверхности, влажности воздуха и условий облачности. Очень отчетливо проявляется наличие межгодовой изменчивости влияния аэрозоля на климат (для ПТВ она достигает 2 К), что обусловлено сильно изменяющимися от года к году атмосферными условиями. Rinke и др. [43] выполнили численное моделирование динамики климата Арктики (в области широт севернее 60° с.ш. при пространственном разрешении, равном $0,5^\circ$) с помощью 19-уровневой региональной модели NIRHAM, которая (в силу ее высокого пространственного разрешения) позволяет воспроизвести как крупномасштабную, так и мезомасштабную атмосферную циркуляцию. Расчеты показали, что через посредство функционирования аэрозольно-радиационно-циркуляционной обратной связи влияние аэрозольного рассеяния и поглощения радиации способно породить такие изменения пространственной структуры поля атмосферного давления в Арктике, которые могут существенно изменить структуру существующих в Арктике дальних связей, включая так называемые «Колебания» в Баренцевом море.

За последние годы возрастает внимание к органическому аэрозолю [7, 22, 29], доля которого в суммарном аэрозоле может достигать 80% и более, а его формирование определяется сложными взаимодействиями в системе «биосфера – аэрозоль – облака – климат». Крайне слабая изученность органического аэрозоля (ОА) диктует необходимость разработок по следующим главным направлениям [22]: 1) источники ОА; 2) трансформация ОА; 3) физические и химические характеристики ОА; 4) численное моделирование процессов образования и трансформации ОА.

В этой связи заслуживает упоминания работа Venkataraman и др. [56], в которой получены оценки выбросов в атмосферу углеродного аэрозоля («черного углерода») при бытовом использовании

биотоплив в Южной Азии. Авторы [56] полагают, что подобные выбросы могут оказывать существенное влияние на формирование климата. Оценки прямого и косвенного АРВВ за счет органического аэрозоля, полученные Maria и др. [35], свидетельствуют о сравнимости подобного АРВВ с «парниковым».

В контексте оценок АРВВ важное место занимает проблема взаимодействия аэрозоля и облаков. В состав атмосферного аэрозоля входят как органические, так и неорганические вещества, но обычно облачные ядра конденсации (CCN) рассматриваются как состоящие из сульфата аммония или морских солей. Новейшие исследования привели, однако, к выводу о большой роли, которую играют органические соединения, способные существенно влиять на процесс активации капель. Было показано, например, что понижение поверхностного натяжения в случае некоторых поверхностно активных органических аэрозолей способно увеличить счетную концентрацию облачных капель, повысить альbedo облаков и в результате породить среднеглобальное отрицательное радиационное вынуждающее воздействие до -1 Вт/м².

Влияние химического состава аэрозоля, проявляющееся в возникновении ряда эффектов (растворение газов и слабо растворимых твердых веществ, снижение поверхностного натяжения, обусловленное органическими компонентами, а также изменение коэффициента аккомодации), оказывается сравнимым с так называемым первым косвенным воздействием аэрозоля на климат. Согласно данным сравнительных лабораторных и полевых измерений активации с использованием сульфата аммония в чистом виде и гипотетического сульфата аммония, обладающего такой же растворимостью, как и адипичная кислота ($C_6H_{10}O_4$) (АА), задержка растворения в случае АА порождает значительный спад счетной концентрации облачных капель, несмотря на более высокий (во втором случае) уровень максимального пересыщения (повышение уровня пересыщения обусловлено тем, что для растворения частиц АА требуется большее количество воды). Счетная концентрация облачных капель для АА оказывается более низкой, поскольку активироваться способны лишь те капли, на которых происходит конденсация воды, достаточная для растворения АА. Обусловленная АА активация может быть, однако, более эффективной, чем в случае минерального аэрозоля. После первого соприкосновения с облаками частицы минерального аэрозоля оказываются покрытыми на поверхности сульфатом после испарения облаков, что определяет их функционирование как эффективных ядер капель в процессе последующего образования облаков.

В связи с отмеченными обстоятельствами Lohmann и др. [32] предприняли анализ того, в какой степени более эффективными (как CCN) могут быть частицы аэрозоля АА, покрытые слоем сульфата аммония (AS), по сравнению с совершенно нерастворимыми минеральными частицами, также обладающими оболочкой из AS. Были изучены также различия процесса нуклеации облачных капель с участием

АА, обусловленной такими поверхностно активными веществами (ПАВ), как нананоичная кислота ($C_9H_{18}O_2$), в сравнении с АС. Расчеты показали, что добавление всего лишь 10% АС к АА приводит к радикальному усилению способности АА подвергаться активации. Доля активации облачных капель достигает 36–97% при наличии чистых АС, тогда как при существовании почти чистого аэрозоля АА счетная концентрация облачных капель составляет только 11–47% по сравнению со случаем АС. Добавление к АА (вместо АС) таких ПАВ, как нананоичная кислота, снижает долю активированной фракции на 3–34% по сравнению с системой АА/АС.

Результатом обусловленного АС уменьшения счетной концентрации облачных капель (по сравнению со случаем чистого АС) в пределах 8–69% оказывается возникновение положительной добавки к РВВ. С другой стороны, замещение частиц минерального аэрозоля, на которых происходит конденсация АС, частицами из адипичной кислоты порождает увеличение счетной концентрации облачных капель в диапазоне 18–265% и соответствующие отрицательные добавки к РВВ.

Поскольку следствием взаимодействия аэрозоля и облаков является возрастание счетной концентрации частиц облаков, то, как отметила Lohmann [33], под влиянием антропогенного аэрозоля может происходить ослабление выпадения снега из переохлажденных облаков.

В начале июля 2002 г. регион Атлантического океана в средних широтах и северо-восточная часть США были закрыты пеленой дыма, образовавшегося в результате лесных пожаров в Квебеке (Канада). Оптически толстый шлейф дыма, имевший субконтинентальные размеры, оказал значительное воздействие на качество воздуха и радиационный баланс. В атмосферу поступило также большое количество малых газовых компонентов (МГК), которые являются такими типичными продуктами сгорания биомассы, как CO , NO_x и тропосферный озон. Последний образуется в направлении по ветру от очагов сгорания биомассы в результате фотохимических реакций с участием NO_x , неметановых углеводородных соединений и CO при освещении УФ-солнечной радиацией. Как правило, образующиеся МГК содержат также серу, но лишь небольшое количество SO_2 .

В составе образующихся в процессе сгорания биомассы частиц аэрозоля доминируют такие компоненты, как органический углерод (ОС) и черный углерод, что обуславливает не только рассеяние (как в случае сульфатного аэрозоля), но и поглощение солнечной радиации. При этом выбросы аэрозоля при пожарах в бореальных лесах Северной Америки порождают более слабое поглощение (как и в условиях лесов в бассейне р. Амазонки), чем в случаях пожаров в африканских саваннах и в южно-американских серрадо, за счет большей длительности фазы таяния.

8 июля 2002 г. в пяти районах штатов Вирджиния и Мериленд (США) Taubman и др. [54] выполнили самолетные наблюдения характеристик

двух дымовых шлейфов: 1) образовавшегося в слое 2–3 км над уровнем моря в результате адвекции продуктов лесных пожаров из провинции Квебек (Канада); 2) находящегося под шлейфом, возникшим в результате сгорания ископаемых топлив. В рассматриваемых шлейфах имело место сильное увеличение счетной концентрации субмикронных частиц, обуславливающих усиление рассеяния и поглощения, а также отношения смеси O_3 и CO (но не SO_2). Средние значения альбедо однократного рассеяния на длине волны 550 нм составляли $0,93 \pm 0,02$ в слое 2–3 км, но в расположенных ниже слоях атмосферы не превосходили $0,95 \pm 0,01$. Для каждого из упомянутых пяти районов были найдены значения аэрозольной оптической толщины на длине волны 550 нм для нижнего 3-км слоя атмосферы, варьировавшие в пределах от $0,42 \pm 0,06$ до $1,53 \pm 0,21$.

Расчеты величин аэрозольного радиационного возмущающего воздействия при ясном небе показали, что значения $APBV$ на уровне верхней границы атмосферы оказались небольшими по сравнению с $APBV$ на уровне подстилающей поверхности, т.е. поглощение солнечной радиации толщей атмосферы было приближенно равно ее ослаблению толщей атмосферы. Таким образом, следствием $APBV$ были выхолаживание на уровне поверхности и прогревание атмосферы. Местоположение задымленного слоя, располагавшегося в достаточно плотном слое воздуха под пограничным слоем атмосферы, определялось утренней инверсией оседания, сохранявшейся вплоть до послеполуденного времени за счет прогревания атмосферы. Подобная ситуация определила формирование положительной обратной связи, которая предотвращала развитие вертикального перемешивания и «растворение» дымового шлейфа, что усиливало его региональное радиационное воздействие.

Medina и Nenes [37] проанализировали роль находящейся внутри слоисто-кучевых облаков частиц мороси как коллекторов гигантских облачных ядер конденсации (GCCN) и предположили, в этой связи, что наличие на GCCN покрывающих их в виде пленки соединений (FFC) может ослаблять процесс роста частиц мороси и даже останавливать их образование. Расчеты показали, что даже при небольшой доле массы FFC (порядка 0,2%) могут происходить значительное уменьшение размеров GCCN и ослабление их потенциала как коллекторов GCCN. Подобный вывод относится к различным условиям загрязнения облаков аэрозолями. Это означает, что наличие FFC оказывает менее существенное влияние на эволюцию микрофизических характеристик облаков, чем это предполагалось ранее.

Косвенное воздействие аэрозоля на климат, проявляющееся через посредство изменения свойств облаков под влиянием аэрозоля, по-разному сказывается в случаях теплых и ледяных облаков. Соответствующие процессы, происходящие в теплых облаках (в том числе связь между аэрозолями, счетной концентрацией облачных капель и осадками), изучены значительно полнее, тогда как механизмы

косвенного воздействия аэрозоля на облака (и, таким образом, на климат), функционирующие в случаях ледяных облаков и облаков со смешанной фазой, остаются во многом неясными. В связи с этим Cziсzo и др. [18] выполнили два взаимно дополняющих друг друга исследования образования ледяных частиц облаков с участием аэрозоля. В одном из них замерзание частиц аэрозоля определялось контролируемыми условиями температуры и влажности (в условиях камеры облаков). Во втором случае был выполнен анализ химического состава остатков проб ледяных кристаллов из расположенных на большой высоте облаков. Полученные результаты позволяют предположить, что участие органических соединений в трансформации твердой и жидкой фаз различно: частицы с высоким содержанием органических соединений остаются, как правило, не замерзшими. На этом основании можно считать, что выбросы в атмосферу органических соединений могут оказывать влияние на взаимодействие аэрозоля с холодными облаками и, таким образом, на климат.

2. Аэрозоль и климат

Ключевое значение для получения надежных оценок АРВВ и его роли в формировании климата имеет совместный учет как прямого, так и косвенного воздействия аэрозоля на климат, осуществляемый в рамках численного моделирования климата. Важный вклад в решение этой проблемы внесли Takemura и др. [53]. Используемая ими глобальная численная модель представляет собой интерактивное сочетание моделей SPRINTARS дальнего переноса тропосферного аэрозоля и его радиационного воздействия, а также модели общей циркуляции атмосферы (МОЦА), воспроизводящей изменения глобальных полей облачности, осадков и температуры за счет прямого и косвенного АРВВ. Примененная в МОЦА схема параметризации микрофизических процессов позволяет предвычислить счетную концентрацию облачных капель (согласно теории Кёлера) в зависимости от счетной концентрации частиц аэрозоля, скорости восходящих движений, а также характеристики микроструктуры и химических свойств антропогенного аэрозоля различных типов (сульфатный (SO₂), черный углерод и органический аэрозоль) при задании глобальных распределений выбросов в атмосферу аэрозоля упомянутых типов в 1850 и 2000 гг.

Сравнение результатов вычислений эффективного радиуса облачных капель, облачного РВВ и интенсивности осадков с учетом косвенного АРВВ с данными спутниковых наблюдений обнаружило вполне удовлетворительное согласие. Расчеты свидетельствуют о наличии уменьшения эффективного радиуса капель в глобальных масштабах, тогда как изменения водности облаков и интенсивности осадков сильно зависят от специфики круговорота воды, обусловленной изменениями температуры под воздействием первого и второго косвенного АРВВ (но не только второго косвенного АРВВ), проявляющегося как ослабление осадков при сдвиге мик-

роструктуры облаков в сторону более мелких капель. Однако может происходить одновременное возрастание значений водности и ослабление осадков в таких регионах, где наблюдается большое количество антропогенного аэрозоля, что является, главным образом, следствием второго косвенного АРВВ. Среднеглобальные значения прямого и косвенного АРВВ на уровне тропопаузы за счет антропогенного аэрозоля равны соответственно $-0,1$ и $-0,9$ Вт/м². Отсюда следует, что под воздействием антропогенного аэрозоля может происходить ослабление «парникового» повышения среднеглобальной приземной температуры воздуха около 40%.

Данные табл. 1 характеризуют среднегодовые значения прямого АРВВ на уровнях тропопаузы и подстилающей поверхности для условий ясного неба и наблюдаемой облачности и относятся к периоду от начала промышленной революции до настоящего времени. Табл. 2 содержит информацию (за тот же период) о среднегодовых значениях АРВВ на уровне верхней границы атмосферы и об изменениях различных метеорологических параметров.

Таблица 1

Среднегодовые значения прямого радиационного возмущающего воздействия (Вт/м²) за счет антропогенного аэрозоля на уровнях тропопаузы и подстилающей поверхности при безоблачном небе и в реальных условиях облачности

| Типы аэрозоля | Наблюдаемые условия облачности | | | Ясное небо | | |
|---------------------------------|--------------------------------|-------|------------|------------|-------|------------|
| | Суша | Океан | Земной шар | Суша | Океан | Земной шар |
| <i>Тропопауза</i> | | | | | | |
| BC | +0,76 | +0,30 | +0,42 | +0,67 | +0,10 | +0,26 |
| OC | -0,49 | -0,19 | -0,47 | -0,84 | -0,39 | -0,51 |
| Сульфат | -0,36 | -0,15 | -0,21 | -0,90 | -0,37 | -0,52 |
| <i>Сумма</i> | -0,09 | -0,04 | -0,06 | -1,07 | -0,66 | -0,77 |
| <i>Подстилающая поверхность</i> | | | | | | |
| BC | -1,41 | -0,51 | -0,76 | -1,64 | -0,68 | -0,94 |
| OC | -0,65 | -0,24 | -0,36 | -0,97 | -0,42 | -0,57 |
| Сульфат | -0,27 | -0,12 | -0,16 | -0,69 | -0,31 | -0,41 |
| <i>Сумма</i> | -2,33 | -0,87 | -1,28 | -3,30 | -1,41 | -1,92 |

Таблица 2

Среднегодовые значения АРВВ на уровне верхней границы атмосферы и изменения метеорологических параметров под воздействием антропогенного аэрозоля за период с начала промышленной революции до настоящего времени

| Характеристики климата | Суша | Океан | Земной шар |
|------------------------------------|-------|-------|------------|
| Прямое АРВВ, Вт/м ² | -0,08 | -0,02 | -0,04 |
| Косвенное АРВВ, Вт/м ² | -1,72 | -0,65 | -0,94 |
| Эффективный радиус капель, мкм | -1,2 | -1,1 | -1,1 |
| Водность облаков, г/м ³ | -4,2 | -1,8 | -2,4 |
| Интенсивность осадков, мм/сут | -0,10 | -0,11 | -0,11 |
| Приземная температура воздуха, К | -1,5 | -0,9 | -1,0 |

Разумеется, содержащиеся в табл. 1, 2 результаты следует рассматривать как не более чем приближенные оценки. Takemura и др. [53] полагают, в частности, что один из важнейших неучтенных факторов — роль частиц аэрозоля как ядер сублимации

при образовании ледяных (перистых) облаков. При сравнении осредненных рассчитанных и реальных значений АРВВ (обсуждавшихся выше) обращает на себя внимание сильная пространственно-временная изменчивость (региональная специфичность) наблюдаемых значений, что определяет условность сглаженных среднеглобальных величин. Не вызывает сомнений, что с точки зрения реалистического анализа динамики климата учет подобной изменчивости имеет первостепенное значение.

Поскольку особое внимание привлекает проблема изменений климата в Арктике, Ну и др. [23] провели оценки воздействия аэрозоля на климат в условиях высоких широт, используя для этого модель NARCM регионального климата в высоких широтах северного полушария. В модели учтено прямое и косвенное АРВВ за счет аэрозоля таких различных типов, как сульфат, арктическая дымка, «черный углерод», морской солевой и органический аэрозоль и минеральная пыль, причем аэрозоль является предвычисляемым компонентом. Результаты численного моделирования были сопоставлены с данными наблюдений, полученными в рамках программ SHEBA (наблюдения теплового баланса Арктического океана) и ARM (измерения радиации в атмосфере) за период с октября 1997 г. по сентябрь 1998 г.

Расчеты привели к среднегодовому значению АРВВ на уровне подстилающей поверхности, обусловленному только сульфатным аэрозолем (с учетом как прямого, так и косвенного АРВВ), равному $-7,2 \text{ Вт/м}^2$. Совершенно специфическими оказались воздействия на климат аэрозоля различных типов, обладающие к тому же сильным годовым ходом. Сравнения с наблюдениями показали, что учет пяти типов аэрозоля существенно повышает достоверность численного моделирования климата, определяемого изменениями ПТВ и другими величинами (табл. 3).

Таблица 3

Сравнение среднемесячных значений различных параметров (май 1998 г.)

| Величина | Контроль | Сульфатный аэрозоль | Пять типов аэрозоля | Данные наблюдений |
|--|----------|---------------------|---------------------|-------------------|
| ПТВ, К | 259,46 | 255,98 | 259,62 | 258,79 |
| Противозлучение атмосферы, Вт/м^2 | 225,35 | 93,29 | 216,885 | 220,69 |
| Суммарная радиация, Вт/м^2 | 227,23 | 178,38 | 181,89 | 189,74 |
| Количество облаков | 0,979 | 0,888 | 0,890 | 0,895 |

Тот факт, что вопреки результатам численного моделирования данные наблюдений не обнаружили «парниковой» интенсификации потепления климата в Арктике (Kahl и др. [25]), можно объяснить, в частности, понижением температуры у поверхности и повышением в свободной атмосфере, обусловленными сильной дегидратацией за счет арктического аэрозоля. Важным фактором может служить и сложность процессов взаимодействий в высокоширотной

системе «аэрозоль – облака – радиация» при отсутствии солнечной радиации в течение долгого периода полярной ночи (Алексеев и др. [1]).

На основе использования глобальной трехмерной модели климата, разработанной в Годдардовском институте космических исследований (США), Chung и Seinfeld [15] проанализировали влияние вклада радиационного возмущающего воздействия «черного углерода» на формирование равновесного климата (расчеты сделаны на срок 100 лет). Оценка среднегодового среднеглобального вклада аэрозольного ВС в повышение ПТВ дала значение, равное 0,20 К (предполагается, что частицы ВС являются внешне перемешанными). Если же предположить, что ВС находится в состоянии внутренней перемешанности с современным сульфатным аэрозолем, то повышение ПТВ возрастает до 0,37 К (среднеглобальная оценка) и 0,54 К (северное полушарие), но составляет 0,20 К в южном полушарии. Чувствительность климата (осредненной ПТВ) к прямому РВВ за счет «черного углерода» оказалась равной $0,6 \text{ К} \cdot \text{Вт}^{-1} \cdot \text{м}^2$, что составляет около 70% по отношению к соответствующему значению для чувствительности климата к удвоению концентрации CO_2 .

Анализ глобального распределения реакции поля температуры на РВВ за счет ВС показал, что подобная реакция проявляется наиболее сильно в высоких широтах северного полушария зимой и ранней весной, когда повышение ПТВ превосходит 1 К.

Подобный рост ПТВ обусловлен высоким альбедо подстилающей поверхности и наличием положительной обратной связи, проявляющейся в порождаемом потеплением сокращении протяженности снежного и ледяного покрова, которое сопровождается понижением альбедо поверхности и возрастанием поглощенной коротковолновой радиации.

Наиболее значительное повышение температуры в тропиках и в средних широтах (большая часть Азии, Атлантический и Тихий океаны) сосредоточено в верхней тропосфере, особенно вблизи 45° с.ш. и уровня 450 гПа. Обусловленное антропогенным ВС прямое РВВ должно также приводить к изменению поля осадков в тропиках, которые усиливаются в полосе широт $0-20^\circ$ с.ш., но ослабляются в зоне $0-20^\circ$ ю.ш., что сопровождается смещением ВЗК к северу. Изменения поля осадков усиливаются, если предположить, что ВС внутренне перемешан с сульфатом, а не является внешне перемешанным. Подобные изменения поля осадков не должны, однако, сопровождаться значительным воздействием на глобальное содержание ВС в атмосфере посредством вымывания аэрозоля, поскольку эти изменения происходят преимущественно в таких регионах, которые удалены от источников ВС. Такого рода ситуация отображает важную специфику воздействия аэрозоля на климат, проявляющуюся в том, что это воздействие сказывается в регионах, удаленных от основных источников аэрозоля.

Janisková и Morcrette [24] осуществили численное моделирование климата с целью оценки чувствительности схемы параметризации радиационных потоков к изменениям входных параметров. В этой

связи были получены оценки влияния аэрозоля на формирование уходящей коротковолновой радиации в различных условиях (главным образом в зависимости от альbedo подстилающей поверхности).

В недавней работе Hansen и др. [22a] принято численное моделирование климата с использованием новой модели, разработанной в Годдардовском институте космических исследований (США) для получения оценок нарушения глобального радиационного баланса (РБЗ), которые иллюстрируют реальность процесса глобального потепления. Выводы работы [22a] находятся, однако, на рассмотрении среднеглобальных величин, которые могут быть столь же дезориентирующими, как «средняя температура по больнице». Данные табл. 4 иллюстрируют результаты оценок среднеглобальных значений РВВ.

Таблица 4

Эффективное радиационное возмущающее воздействие за период 1880–2003 гг. с учетом парниковых газов и атмосферного аэрозоля, а также других факторов

| Фактор воздействия | РВВ, Вт/м ² |
|---|------------------------|
| Парниковые газы: | |
| хорошо перемешанные ПГ | 2,75 – |
| озон | 0,24 – |
| стратосферный Н ₂ О (за счет СН ₄) | 0,06 – |
| <i>Сумма</i> | 3,05 ± 0,4 |
| Внеатмосферная солнечная радиация | 0,22 (×2) |
| Землепользование | –0,09 (×2) |
| Альbedo снега | 0,74 (×2) |
| Аэрозоль: | |
| вулканический | 0,00 – |
| черный | 0,43 – |
| рассеивающий тропосферный | –1,05 – |
| косвенные воздействия аэрозоля | –0,77 – |
| <i>Сумма (АРВВ)</i> | – 1,39 ± 0,7 |
| <i>Арифметическая сумма отдельных РВВ</i> | – 1,93 |
| Интерактивный учет всех РВВ | – 1,8 ± 0,85 |

Достаточно сравнить приведенные здесь цифры с рассмотренной выше реальной изменчивостью РВВ, чтобы понять условность среднеглобальных оценок.

Заключение

Двумя главными нерешенными проблемами адекватного учета атмосферного аэрозоля как климатообразующего фактора являются:

1. Дефицит информации о микроструктурных характеристиках, химическом составе и оптических свойствах аэрозоля различных типов. Это определяет особую актуальность комплексных полевых наблюдательных экспериментов с целью получения достаточно полных данных наблюдений о процессах в системе «аэрозоль – облака – радиация». С другой стороны, не менее актуально дальнейшее развитие обычных и спутниковых систем регулярных наблюдений в глобальных масштабах.

2. Недостаточная разработанность глобальных трехмерных моделей климата с точки зрения учета не априорно заданных характеристик аэрозоля, а вос-

произведения его внутренней интерактивной динамики на основе численного моделирования соответствующих биогеофизических круговоротов (углерода, серы и т.д.) в рамках численного моделирования климата.

Поскольку в настоящее время повышенное внимание уделяется проблеме антропогенного аэрозоля, Satheesh и Moorthy [51] справедливо подчеркнули необходимость продолжения и развития исследований природного аэрозоля, вклад которого в глобальное содержание аэрозоля составляет в среднем около 70%, причем главные доли в этом вкладе принадлежат морскому солевому и минеральному пылевому аэрозолю.

Особый аспект обсуждаемой проблематики – опора на среднеглобальные оценки аэрозольного радиационного возмущающего воздействия, которые могут быть дезориентирующими, если учесть реальное разнообразие типов и свойств аэрозоля, а также их сильную пространственно-временную изменчивость. Наглядной иллюстрацией справедливости подобного вывода может служить работа Lau и др. [31], посвященная анализу роли аэрозоля в формировании азиатского муссона и демонстрирующая сложную пространственно-временную изменчивость соответствующих процессов.

Документы, определяющие перспективы дальнейшего развития Всемирной программы исследований климата, все еще не предусматривают выполнение разработок с целью адекватного (интерактивного) учета процессов в системе «аэрозоль – облака – радиация» как важнейших климатообразующих факторов [5, 8, 30]. Пока что вклад атмосферного аэрозоля остается одним из главных факторов неопределенностей оценок роли различных климатообразующих факторов и тем более прогноза климата.

1. Алексеев Г.В., Кузьмина С.И., Анискина О.Г., Харленкова Н.Е. Естественные и антропогенные составляющие изменений приповерхностной температуры воздуха в Арктике в XX веке по данным наблюдений и моделирования // Тр. ААНИИ. 2003. Т. 446. С. 22–30.
2. Васильев А.В., Мельникова И.Н. Коротковолновое солнечное излучение в атмосфере Земли. Расчеты. Измерения. Интерпретация. СПб., ИЦ РАН, 2002. 388 с.
3. Кондратьев К.Я. Аэрозоль как климатообразующий компонент атмосферы. 2. Прямое и косвенное воздействие на климат // Оптика атмосф. и океана. 2002. Т. 15. № 4. С. 301–320.
4. Кондратьев К.Я. Радиационное возмущающее воздействие, обусловленное аэрозолями // Оптика атмосф. и океана. 2003. Т. 16. № 1. С. 5–18.
5. Кондратьев К.Я. Глобальные изменения климата: данные наблюдений и результаты численного моделирования // Исслед. Земли из космоса. 2004. № 2. С. 61–96.
6. Кондратьев К.Я. От нано- до глобальных масштабов: свойства образования и последствия воздействия атмосферного аэрозоля. 7. Аэрозольное радиационное возмущающее воздействие и климат // Оптика атмосф. и океана. 2005. Т. 18. № 7. С. 535–556.
7. Кондратьев К.Я. Свойства, процессы образования и последствия воздействия атмосферного аэрозоля. СПб.: ВВМ, 2005. 450 с.

8. Кондратьев К.Я., Крапивин В.Ф. Глобальная динамика климата: перспективы разработок. 1. Стратегия развития Всемирной программы исследований климата // Изв. Рус. геогр. об-ва. 2005. Т. 137. Вып. 3. С. 1–16.
9. Anderson T.L., Charlson R.J., Schwartz S.E., Knutti R., Boucher O., Rodhe H., Heintzenberg J. Climate forcing by aerosols – a hazy picture // Science. 2003. V. 300. N 5622. P. 1103–104.
10. Andreae M.O., Jones C.D., Cox P.M. Strong present – day aerosol cooling implies a hot future // Nature (Gr. Brit.). 2005. V. 435. N 7046. P. 1187–1190.
11. Babu S.S., Satheesh S.K., Moorthy K.K. Aerosol radiative forcing due to enhanced black carbon at an urban site in India // Geophys. Res. Lett. V. 29. N 18. 1880, doi: 10.1029/2002 GL015826. 2002.
12. Babu S.S., Moorthy K.K., Satheesh S.K. Aerosol black carbon over Arabian Sea during intermonsoon and summer monsoon seasons // Geophys. Res. Lett. 2004. V. 31. N 6. L06104/1–L06104/5.
13. Bellouin N., Boucher O., Vesperini M., Tanré D. Estimating the direct aerosol radiative perturbation: Impact of ocean surface representation and aerosol non-sphericity // Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 2004. V. 130. P. 2217–2232.
14. Chandra S., Satheesh S.K., Srinivasan J. Can the state of mixing of black carbon aerosols explain the mystery of «excess» atmosphere absorption? // Geophys. Res. Lett. 2004. V. 109. N 19. P. L19109/1–L19109/4.
15. Chung S.H., Seinfeld J.H. Climate response of direct radiative forcing of anthropogenic black carbon // J. Geophys. Res. 2005. V. 110. D11102, doi: 10.1029/2004JD005441.
16. Costa M.J., Silva A.M., Levizzani V. Aerosol characterization and direct radiative forcing assessment over the ocean // J. Appl. Meteorol. 2004. V. 43. P. 1799–1817.
17. Costa M.J., Levizzani V., Silva A.M. Aerosol characterization and direct radiative forcing assessment over the ocean. Pt II. Application to test cases and validation // J. Appl. Meteorol. 2004. V. 43. P. 1818–1833.
18. Cziczo D.J., DeMott P.J., Brooks S.D., Prenni A.J., Thomson D.S., Baumgardner D., Wilson J.C., Kreidenweis S.M., Murphy D.M. Observations of organic species and atmospheric ice formation // Geophys. Res. Lett. 2004. V. 31. N 12. L12116/1–L12116/4.
19. Deepshikha S., Satheesh S.K., Srinivasan J. Regional distribution of absorbing efficiency of dust aerosols over India and adjacent continents inferred using satellite remote sensing // Geophys. Res. Lett. 2005. V. 32. L03811, doi:10.1029/2004GL022091, 2005.
20. Diner D.J., Ackerman T.P., Andersen T.L., Bosenberg J., Braverman A.J., Charlson R.J., Collins W.D., Davies R., Holben B.N., Hostetler C.A., Kahn R.A., Martnonchik J.V., Menzies R.T., Miller M.A., Ogren J.A., Penner J.E., Rasch P.J., Schwartz S.E., Seinfeld J.H., Stephens G.L., Torres O., Trovis L.D., Wielicki B.A., Yu B. PARAGON. An Integrated Approach for Characterizing Aerosol Climate Impacts and Environmental Interactions // Bull. Amer. Meteorol. Soc. 2004. V. 85. N 10. P. 1491–1501.
21. Easter R.C., Ghan S.J., Zhang Y., Saylor R.D., Chapman E.G., Laulainen N.S., Abdul-Razzak H., Leung L.R., Bian X., Zaveri R.A. MIRAGE: Model description and evaluation of aerosols and trace gases // J. Geophys. Res. 2004. V. 109. D20210, doi: 10.1029/2004JD004571, 2004.
22. Fuzzi S., Andreae M.O., Huebert B.J., Kulmala M., Bond T., Boy M., Doherty S.I., Guenther A., Kanakidon M., Kawamura K., Kerminen V.-M., Lohmann U., Pöschl U., Russel L.M. Organic Aerosols and Global Change: A report from the joint IGAC-iLEAPS-SOLAS workshop 10–12 May 2004 Hyttialä, Finland // IGACTivities News letter. 2005. Iss. N 31. P. 17–20.
- 22a. Hansen J., Nazarenko L., Ruedy R., Sato M., Willis J., Del Genio A., Koch D., Lacis A., Lo K., Menon S., Novakov T., Perlwitz J., Russel C., Schmidt G.A., Tausnev N. Earth's energy imbalance: Confirmation and implications // Sci. 2005. V. 308. P. 1431–1435.
23. Hu R.-M., Blanchet J.-P., Girard E. Evaluation of the direct and indirect radiative and climate effects of aerosols over the western Arctic // J. Geophys. Res. 2005. V. 110. D11213, doi: 10.1029/2004JD005043.
24. Janisková M., Morcrette J.-J. Investigation of the sensitivity of the ECMWF radiation scheme to input parameters using adjoint technique // Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 2005. V. 131. Part A. N 609. P. 1975–1995.
25. Kahl J.D. Absence of evidence for greenhouse warming over the Arctic Ocean in past 40 years // Nature (Gr. Brit.). 1994. V. 361. P. 335–337.
26. Khain A., Pokrovsky A. Simulation of effects of atmospheric aerosols on deep turbulent convective clouds using a spectral microphysics mixed-phase cumulus cloud model. Part II. Sensitivity study // J. Atmos. Sci. 2004. V. 61. N 12. P. 2983–3001.
27. Kondratyev K.Ya., Galindo I. Volcanic Activity and Climate. A. Deepak Publ., Hampton, VA. 1997. 382 p.
28. Kondratyev K.Ya. Multidimensional Global Change // Wiley/Praxis, Chichester, U. K. 1998. 761 p.
29. Kondratyev K.Ya. Climatic Effects of Aerosols and Clouds // Springer/Praxis, Chichester, U. K. 1999. 264 p.
30. Kondratyev K.Ya. Key aspects of global climate change // Energy and Environment. 2004. V. 15. N 3. P. 469–503.
31. Lau K.-M., Kim K.-M., Hsu N.-C. Observational evidence of effects of absorbing aerosols on seasonal-to-interannual anomalies of the Asian monsoon // CLIVAR Exchanges. 2005. V. 10. N 3. P. 7–9.
32. Lohmann U., Broekhuizen K., Leaitch R., Shantz N., Abbatt J. How efficient is cloud droplet formation of organic aerosols? // Geophys. Res. Lett. 2004. V. 31. N 5. L05108/1–L05108/4.
33. Lohmann U. Can anthropogenic aerosols decrease the snowfall rate // J. Atmos. Sci. 2004. V. 61. P. 2457–2468.
34. Lubin D., Satheesh S.K., McFarquar G., Heymifield A.I. The longwave radiative forcing of Indian Ocean tropospheric aerosol // J. Geophys. Res. 2002. V. 107. doi: 10.1029/2001JD001183, 2002.
35. Maria S.F., Russel L.M., Gilles M.K., Myneni S.C.B. Organic aerosol growth mechanisms and their climate-forcing implications // Science. 2004. V. 306. P. 1921–1924.
36. McFarlane S.A., Evans K.F. Clouds and shortwave fluxes of Nauru. Part II: Shortwave flux closure // J. Atmos. Sci. 2004. V. 61. P. 2602–2615.
37. Medina J., Nenes A. Effect of film-forming compounds on the growth of giant cloud condensation nuclei: Implications for cloud microphysics and the aerosol indirect effect // J. Geophys. Res. 2004. V. 109. D20207, doi: 10.1029/2004JD004666.
38. Melnikova I.N., Vasilyev A.V. Short-Wave Solar Radiation in the Earth's Atmosphere. Calculation, Observation, Interpretation. Heidelberg: Springer, 2005. 303 p.
39. Moorthy K.K., Babu S.S., Satheesh S.K. Aerosol characteristics and radiative impacts over the Arabian Sea during the intermonsoon season: Results from ARMEX field campaign // J. Atmos. Sci. 2005. V. 62. P. 192–206.
- 39a. O'Dowd C.D., Facchini M.C., Cavalli F., Ceburnis D., Mircea M., Decesari S., Fuzzi S., Yoon Y.J., Putaud J.-P. Biogenically driven organic contribution to marine aerosol // Nature (Gr. Brit.). 2004. V. 431. N 7009. P. 676–680.

40. *Phillips V.T.J., Andronache C., Sherwood S.C., Bansemer A., Conant W.C., Demont P.J., Flagan R.C., Heymsfield A., Jonsson H., Poellot M., Rissman T.A., Seinfeld J.H., Vanreken T., Varutbangkul V., Wilson J.C.* Anvil glaciation in a deep cumulus updraft over Florida simulated with the Explicit Microphysics Model. I: Impact of various nucleation processes // *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 2005. V. 131. Part A. N 609. P. 2019–2046.
41. *Pirjola L., Lehtinen K.E.J., Hansson H.-C., Kulmala M.* How important is nucleation in regional/global modelling? // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31. N 12. L12109/1–L12109/4.
- 41a. *Prospero J.M., Ginoux P., Torres O., Nicholson S., Gill T.* Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the Nimbus 7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product // *Rev. Geophys.* 10.1029/2000RG000095, 04 September 2002.
42. *Quaas J., Boucher O., Dufresne J.-L., Le Treut H.* Impacts of greenhouse gases and aerosol direct and indirect effects on clouds and radiation in atmospheric GCM simulations of the 1930–1989 period // *Clim. Dyn.* 2004. V. 23. P. 779–789.
43. *Rinke A., Dethloff K., Fortmann M.* Regional climate effects of Arctic Haze // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31. N 16. L16202/1–L16202/4.
44. *Satheesh S.K., Ramanathan V.* Large differences in tropical aerosol forcing at the top of the atmosphere and Earth's surface // *Science.* 2000. V. 405. P. 60–63.
45. *Satheesh S.K.* Aerosol radiative forcing over land: effect of surface and cloud reflection // *Ann. Geophys.* 2002. V. 20. P. 2105–2109.
46. *Satheesh S.K., Srinivasan J.* Enhanced aerosol loading over Arabian Sea during the pre-monsoon season: Natural or anthropogenic? // *Geophys. Res. Lett.* 2002. V. 29. N 18, doi: 10.1029/2002GL015687, 2002.
47. *Satheesh S.K., Ramanathan V., Holben B.N., Moorthy K.K., Loeb N.G., Maning H., Prospero J.M., Savoie D.* Chemical, microphysical, and radiative effects of Indian Ocean aerosols // *J. Geophys. Res.* D. 2002. V. 107. N 23, 4725, doi: 10.1029/2002JD002463, 2002.
48. *Satheesh S.K., Lubin D.* Short wave versus long wave radiative forcing by Indian Ocean aerosols: Role of sea-surface winds // *Geophys. Res. Lett.* 2003. V. 30. N 13. 1695, doi: 10.1029/2003GL017499, 2003.
49. *Satheesh S.K., Moorthy K.K., Kaufman Y.J., Takemura T.* Aerosol optical depth, physical properties and radiative forcing over the Arabian Sea // *Meteorol. and Atmos. Phys.* 2005. doi: 10.1007/500703-004-0097-4.
50. *Satheesh S.K., Srinivasan J.* A method to infer short wave absorption due to aerosols using satellite remote sensing // *Geophys. Res. Lett.* 2005. V. 32. L13814, doi: 10.1029/2005GL023064, 2005.
51. *Satheesh S.K., Moorthy K.K.* Radiative effects of natural aerosols: A review // *Atmos. Environ.* 2005. V. 39. P. 2089–2110.
52. *Schwartz S.E.* Uncertainty requirements in radiative forcing of climate change // *J. Air Waste Management Atmos.* 2004. V. 54. N 11. P. 1351–1359.
53. *Takemura T., Nozawa T., Emori S., Nakajima T.Y., Nakajima T.* Simulation of climate response to aerosol direct and indirect effects with aerosol transport-radiation model // *J. Geophys. Res.* 2005. V. 110. D02202, doi: 10.1029/2004JD005029, 2005.
54. *Taubman B.F., Marufu L.T., Vant-Hull B.L., Piety C.A., Doddridge B.G., Dickerson R.R., Li Z.* Smoke over haze: Aircraft observations of chemical and optical properties and the effects on heating rates and stability // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. N 2. D02206/1–D02206/16.
55. *Thomas D.S.G., Knight M., Wiggs G.F.S.* Remobilization of Southern African desert dune systems by twenty-first century global warming // *Nature (Gr. Brit.)* 2005. V. 435. doi: 10.1038/nature 03717.
56. *Venkataraman C., Habib G., Eiguren-Fernandez A., Miguel A.H., Friedlander S.K.* Residential biofuels in South Asia: Carbonaceous aerosol emissions and climate impacts // *Science.* 2005. V. 307. P. 454–456.
57. *Vinoj V., Satheesh S.K.* Measurements of aerosol optical depth over Arabian Sea during summer monsoon season // *Geophys. Res. Lett.* 2003. V. 30. doi: 10.1029/2002GL016664, 2003.
58. *Vinoj V., Babu S.S., Satheesh S.K., Moorthy K.K., Kaufman Y.J.* Radiative forcing by aerosols over the Bay of Bengal region derived from shipborne, island-based, and satellite (Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer) observations // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. D05203, doi: 10.1029/2003JD004329, 2004.
59. *Vinoj V., Satheesh S.K., Babu S.S., Moorthy K.K.* Large aerosol optical depths observed at an urban location in southern India associated with rain-deficit summer monsoon season // *Ann. Geophys.* 2004. V. 22. P. 1–5.
60. *Vinoj V., Babu S.S., Satheesh S.K., Moorthy K.K., Kaufman Y.J.* Radiative forcing by aerosol over the Bay of Bengal region derived from shipborne, island-based, and satellite (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) observation // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. D05203, doi:10.1029/2003JD004329, 2004.
61. *Watterson I.G., Dix M.R.* Effective sensitivity and heat capacity in the response of climate models to greenhouse gas and aerosols forcings // *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 2005. V. 131. P. 259–279.

К. Ya. Kondratyev. Aerosol and climate: The present state and future development. 3. Aerosol radiative forcing.

Assessments of direct and indirect (via cloud albedo and rain rate changes due to aerosol induced impact on cloud droplet size distribution) aerosol radiative forcing (ARF) obtained during the last few years have been discussed. A complexity of such assessments because of multiplicity of aerosol types and strong space-time variability of aerosol properties have been emphasized. Possibilities of ARF assessments within the frames of global climate models have been analyzed. Some suggestions concerning future research have been expressed.