

**К.Я. Кондратьев**

## **Биогенный аэрозоль в атмосфере**

*Центр экологической безопасности РАН/Нансеновский международный центр  
окружающей среды и дистанционного зондирования, г. Санкт-Петербург*

Поступила в редакцию 15.02.2001 г.

В связи с возрастающим интересом к оценкам возможного воздействия биогенного атмосферного аэрозоля на климат и химические процессы в атмосфере сделан обзор газофазных процессов образования и свойств биогенного аэрозоля на суше и в регионах океанов.

### **Введение**

Интерес к исследованию атмосферного аэрозоля обусловлен различными причинами, но, пожалуй, главной является несомненно существенная, но во многом неясная (особенно с точки зрения количественных оценок) роль аэрозоля в формировании глобального климата и его изменениях [1–48]. Первоначальные и сугубо спекулятивные оценки соотношения вкладов парникового эффекта атмосферы (потепления) и сульфатного аэрозоля (похолодания) сменились осознанием хорошо известного факта, что атмосферный аэрозоль очень разнообразен по своим свойствам и характеризуется сильной пространственно-временной изменчивостью. К сожалению, в этом контексте не был должным образом учтен богатый отечественный опыт изучения атмосферного аэрозоля (см., например, [1–15, 29–31]), который содержал, в частности, попытки обоснования характерных для различных условий моделей атмосферного аэрозоля. Так случилось, однако, что до сих пор не было уделено достаточного внимания аэрозолю биогенного происхождения. Поэтому целью данного обзора является обсуждение имеющейся информации о биогенном аэрозоле в атмосфере.

### **Биогенные малые газовые компоненты и атмосферный аэрозоль**

#### *Окислы азота и органические соединения*

В атмосфере с высоким содержанием окислов азота  $\text{NO}_x$  быстрые реакции летучих органических соединений (ЛОС) с озоном, радикалами  $\text{HO}$  и  $\text{NO}_3$  могут вносить значительный вклад в образование не только оксидантов, но и органического аэрозоля, который существенно влияет на перенос излучения в атмосфере. Газофазная трансформация малых газовых компонентов в частицы субмикронного аэрозоля, происходящая при окислении некоторых ЛОС, представляет также большой интерес в связи с тем, что образующиеся частицы могут служить облачными ядрами конденсации и, таким образом, воздействовать на облакообразование, гидрологический режим атмосферы и климат.

На первых стадиях окисления в тропосфере высокомолекулярных ЛОС происходит образование полунлетучих

продуктов. Их конденсация (механизм которой, строго говоря, остается невыясненным) приводит к вторичному органическому аэрозолю (SOA). Главными предшественниками SOA служат, вероятно, моно- и сесквитерпены, а также ароматические соединения. Если говорить о монотерпеновых углеводородах, то наиболее репрезентативными (чаще всего обнаруживаемыми в открытой атмосфере) представителями этой группы биогенных ЛОС являются  $\alpha$ - и  $\beta$ -терпены, лимонен и сабинен. Вклад биогенных ЛОС в образование тропосферного аэрозоля сильно зависит от климата, вида растительности, специфики ее местопроизрастания и других факторов [6, 10–12].

Если скорости химических реакций с радикалами  $\text{HO}$ ,  $\text{NO}_3$  и озоном определены достаточно хорошо, то продукты этих реакций до настоящего времени изучены недостаточно полно. Гриффин и др. [25] предприняли серию экспериментов в открытых «смоговых» камерах для получения информации о потенциале образования аэрозоля из 14 ЛОС. Поскольку продукты их окисления входят в состав как конденсированной, так и газовой фазы, важное значение имеет определение выхода аэрозоля в зависимости от концентрации уже существующих частиц, которые могут абсорбировать продукты окисления ЛОС. При массовой концентрации органики в пределах 5–40  $\text{мгк}\cdot\text{м}^{-3}$  доля аэрозольной составляющей продуктов фотоокисления ЛОС изменялась в пределах: 17–67% для сесквитерпенов, 2–23% для циклических диенов, 2–15% для бициклических алкенов и 2–6% в случае ациклического триена оцимена.

Авторами упомянутой работы были выполнены эксперименты с бициклическими алкенами ( $\alpha$ -пинен,  $\beta$ -пинен,  $\Delta^3$ -карен и сабинен) при дневной температуре, но в темноте. Окисление инициировалось озоном или только радикалами  $\text{NO}_3$ . Для экспериментов с радикалами  $\text{NO}_3$  было характерно исключительно интенсивное образование аэрозоля из  $\beta$ -пинена, сабинена и  $\Delta^3$ -карена. В работе [25] приведены также оценки относительного вклада образования аэрозоля для каждого типа реакции окисления бициклических терпенов.

Выполненные ранее исследования показали, что темновые реакции терпенов с озоном приводят к более значительному образованию аэрозоля, чем фотохимические процессы в присутствии  $\text{NO}_x$ . Винтерхальтер и др. [46] обсудили результаты лабораторного исследования реакции  $\beta$ -пинена с озоном в газовой фазе с целью полу-

чения более надежной информации о механизме процесса и образующихся продуктах.

Среди главных продуктов реакций (в скобках указан их относительный выход) были обнаружены НСНО (0,65±0,04), нопинон (0,16±0,04), 3-гидроксинопинон (0,15±0,05), СО<sub>2</sub> (0,20±0,04), СО (0,030±0,002), НСООН (0,020±0,002), вторичный озонид β-пинена (0,16±0,05) и *цис*-пиновая кислота (0,02±0,01).

На первой стадии процесса образуются озониды, которые самопроизвольно распадаются с образованием возбужденных бирадикалов Криги (Criegee), содержащих девять атомов углерода, и формальдегида (0,84±0,04). Меньший выход (0,16±0,04) был характерен для второй пары продуктов – бирадикалов СН<sub>2</sub>ОО и нопинона. Около 40% возбужденных бирадикалов – С<sub>9</sub> стабилизировалось и вступило в реакции с НСНО, НСООН и Н<sub>2</sub>О. Обращает на себя внимание усиление образования из стабилизированных бирадикалов Криги и Н<sub>2</sub>О нопинона (0,35±0,05), а также Н<sub>2</sub>О<sub>2</sub> (0,24±0,03). Это представляет большой интерес с точки зрения протекающих в атмосфере химических процессов, поскольку пероксид водорода распадается фотолитически с образованием гидроксильных радикалов.

Исследование продуктов окисления озонном β-пинена и сабинена было выполнено также в работе [26]. Опыты в «смоговой» камере объемом 60 м<sup>3</sup> выявили образование не только аэрозольных и хорошо известных газообразных продуктов, но также ряда ранее не регистрировавшихся малых компонентов. Было показано, что в результате реакций сабинен-О<sub>3</sub> и Δ<sup>3</sup>-карен-О<sub>3</sub> образуется более 10 окисленных соединений, содержащих карбонильные, гидроксильные и карбоксильные группы, доля которых равна примерно 34–50, 57, 29–67 и 24% в расчете на углерод вступившего в реакцию β-пинена, сабинена, α-пинена и Δ<sup>3</sup>-карена соответственно. Относительное содержание аэрозольных продуктов составляло более 83, примерно 100, более 90 и 61% соответственно (погрешности этих оценок могут, однако, достигать ±50%). Одним из продуктов окисления α-пинена является пиновая кислота, механизм возникновения которой пока что объяснить достаточно убедительно не удалось. Тем не менее ряд продуктов – пиновая, пиноновая, норпиноновая и гидроксипиноновая кислоты, а также гидроксипинональдегиды – могут служить молекулярными маркерами вторичного биогенного аэрозоля.

Содержащиеся в полярной атмосфере органические соединения играют важную роль как трассеры дальнего переноса, а также оказывают существенное влияние на физические и химические процессы, определяющие химический состав атмосферы и снежного покрова. Данные табл. 1, полученные по наблюдениям в Алерте (Канада) в феврале–июне 1991 г., характеризуют химический состав арктического аэрозоля [28]. По отношению к общей массе аэрозоля содержание углерода в аэрозоле варьирует в пределах 2,4–11%. Однако если учесть, что часть этого углерода связана с кислородом в таких соединениях, как карбоксильные кислоты, то доля углеродсодержащих веществ окажется еще значительнее.

Доминирующими воднорастворимыми соединениями являются низкомолекулярные (LNW) дикарбоксильные кислоты (С<sub>2</sub>–С<sub>11</sub>) и (в меньшей степени) кетокрбоксильные кислоты (С<sub>2</sub>–С<sub>9</sub>). Относительное содержание отдельных компонентов в суммарной концентрации двуосновных кислот составляет: 44% (щавелевая кислота, С<sub>2</sub>), 17% (малониевая кислота, С<sub>3</sub>), 15% (янтарная кислота, С<sub>4</sub>), 5%

(клеиковинная кислота, С<sub>5</sub>) и 19% (остальные компоненты). Суммарная концентрация двуосновных кислот (изменяющаяся в интервале 10–100 нг/м<sup>3</sup>) обладает отчетливым годовым ходом с максимумом ранней весной.

Т а б л и ц а 1

Химический состав арктического аэрозоля

Соединение	Концентрация	
	Диапазон	Среднее значение
Аэрозоль (суммарная концентрация, нг/м <sup>3</sup> )	2500–9100	5200
Общий углерод (ТС), нг/м <sup>3</sup>	88–639	359
Общий азот (ТН), нг/м <sup>3</sup>	16–154	86
Весовое отношение С/Н	2,4–7,1	4,5
ТС/атмосфера, %	2,4–11,1	6,8
ТН/атмосфера, %	0,48–2,4	1,6
Воднорастворимый органический углерод (WSOC), нг/м <sup>3</sup>	47–300	186
WSOC/ТС, %	30–72	53
WSOC/атмосфера, %	1,2–5,5	3,4
Дикарбоксильные кислоты (С <sub>2</sub> –С <sub>11</sub> ), нг/м <sup>3</sup>	7,4–84,5	36,6
Кетокислоты (С <sub>2</sub> –С <sub>6</sub> ), нг/м <sup>3</sup>	0,76–8,9	3,7
α-Дикарбонилы (С <sub>2</sub> –С <sub>3</sub> ), нг/м <sup>3</sup>	0,05–2,8	0,88
Двуосновные кислоты: С/ТО, %	1,5–9,1	3,8
Кетокислота: С/ТС, %	0,18–0,78	0,34
α-Дикарбонил: С/ТС, %	0,019–0,17	0,073
<i>n</i> -Алканы (С <sub>18</sub> –С <sub>35</sub> ), нг/м <sup>3</sup>	0,15–2,7	0,85
РАН, нг/м <sup>3</sup>	0,0002–0,85	0,11
<i>n</i> -Алкоголи, нг/м <sup>3</sup>	0,24–0,95	0,50
Жирные кислоты (С <sub>7</sub> –С <sub>32</sub> ), нг/м <sup>3</sup>	1,3–6,5	3,2
Двуосновные кислоты с длинной цепью (С <sub>22</sub> –С <sub>26</sub> ), нг/м <sup>3</sup>	0,074–0,56	0,27

Доля органических соединений в воднорастворимом аэрозоле составляет меньше 20%. В рассматриваемом случае концентрация аэрозольных LNW – двухосновных кислот коррелирует с концентрацией аэрозольных Vg и I, играющих важную роль в разрушении молекул озона. В арктическом аэрозоле обнаружены также соединения класса липидов (см. табл. 1), включая: *n*-алканы (С<sub>18</sub>–С<sub>35</sub>), полиароматические углеводородные соединения (РАН), *n*-алкоголи (С<sub>13</sub>–С<sub>30</sub>), жирные кислоты (С<sub>7</sub>–С<sub>32</sub>) и α-, ω-дикарбоксильные кислоты с длинными цепями (С<sub>6</sub>–С<sub>26</sub>). Данные о концентрации этих соединений содержат полезную информацию о соотношении природных и антропогенных источников аэрозольного органического вещества.

Анализ химического состава проб снега показал, что главными природными источниками легких карбоксильных кислот служат биогенные выбросы растительности и окисление различных углеводородных соединений в атмосфере. Сильное влияние на химический состав снега оказывают вулканические извержения и лесные пожары, продукты которых переносятся на дальние расстояния.

Имеющиеся данные наблюдений свидетельствуют о широкой распространенности органического аэрозоля (ОА) в атмосфере и над океаном и над сушей. Подобный аэрозоль имеет как природное (например, выбросы диметилсульфида океаном), так и антропогенное происхождение (за счет сжигания биомассы и др.). Около 10–20% органического аэрозоля (по массе) содержат облачные ядра конденсации. Недавние исследования относительно роли сульфата, морских солей и органических компонентов в составе аэрозоля в морском пограничном слое привели, например, к выводам, что: 1) в данном случае отсутствует

преобладание чисто сульфатных аэрозолей; 2) значительную часть морского солевого аэрозоля (около 10%) составляют органические вещества.

В связи с важной ролью ОА Эллисон и др. [24] предложили модель его химического состава и изменений («переработки») в атмосфере, опирающуюся на использование данных наблюдений. Предполагается, что частицы ОА – это жидкие ядра, покрытые гидрофобным органическим монослоем, который состоит из органического вещества биогенного происхождения. В работе [24] обоснован химический механизм, обуславливающий изменение органического поверхностного слоя путем взаимодействия с содержащимися в атмосфере радикалами. Конечным результатом взаимодействия поверхностного слоя с окружающей окислительной атмосферой является превращение инертной гидрофобной пленки в химически и оптически активный гидрофильный слой. Благодаря этому может происходить рост трансформированных частиц органического аэрозоля путем аккреции воды и образования облачных ядер конденсации, которые влияют на перенос излучения в атмосфере.

Непосредственное воздействие на перенос излучения могут оказывать хромофоры, оставшиеся на поверхности частиц аэрозоля после химической трансформации.

Одна из перспектив экспериментальной проверки предложенной модели состоит в возможности сравнить с данными измерений результаты расчетов зависимости доли органического вещества в частицах от диаметра частиц (согласно модели, значительную часть массы аэрозоля в верхней тропосфере должен составлять органический компонент). «Переработка» частиц органического аэрозоля в атмосфере должна приводить к выбросам мелких органических фрагментов в тропосферу, которые играют существенную роль в гомогенной химии атмосферы. Повидимому, ОА могут переносить в атмосферу органику и другие нерастворимые в воде соединения. Предполагается, что следствием сжигания биомассы может быть образование на поверхности частиц аэрозоля аналогичных упомянутых покрытий из веществ, поступающих с земной поверхности. Авторы [24] отметили, что за счет обусловленной радикалами трансформации поверхностного слоя частиц аэрозоля из гидрофобного в гидрофильный может осуществляться дополнительный механизм воздействия биосферы (через посредство химических процессов) на перенос излучения, радиационный баланс и климат.

### *Соединения серы*

Многие из предложенных в прошлом моделей глобального круговорота серы основаны на использовании в сильной степени параметризованных механизмов химических процессов при заданных полях концентрации  $\text{NO}_x$  и оксидантов. Подобные модели нельзя применять для прогнозов  $\text{NO}_x$  и оксидантов с учетом изменяющихся со временем антропогенных и биогенных выбросов различных малых газовых компонентов (МГК). Такого рода МГК можно разделить на две группы: неорганические и органические. Химически активные неорганические газы включают главным образом  $\text{NO}$ ,  $\text{NO}_2$ ,  $\text{SO}_2$  и  $\text{CO}$ , тогда как в число тропосферных органических МГК входят тысячи компонентов как природного, так и антропогенного происхождения.

Если химические процессы с участием неорганических МГК изучены достаточно хорошо, то рассмотрение всех органических газов по отдельности невозможно по трем главным причинам: 1) ограниченные возможности машинного времени; 2) отсутствие надежной информации

о выбросах; 3) отсутствие адекватной информации о кинетике реакций и их продуктах. Все это определяет необходимость обоснования объединенного фотохимического механизма (ОФХМ), способного достаточно надежно описать химию тропосферных углеводородных соединений (и кинетику соответствующих процессов) в масштабах от региональных до глобальных.

Ранее для решения этой задачи были предложены три подхода: 1) «суррогатные» МГК; 2) «объединенная» молекула; 3) объединенная структура химических процессов (ОСХП), причем два последних подхода были наиболее популярными ввиду их более высокой надежности. Применение ОСХП является самым привлекательным подходом, поскольку в этом случае обеспечивается минимизация числа рассматриваемых МГК и реакций. Завери и Петерс [48] предложили новый ОФХМ, обозначенный как СВМ-Z и основанный на использовании разработанного ранее метода учета межмолекулярных углеродных связей (СВМ-IV), который позволяет осуществлять численное моделирование в более широком диапазоне пространственно-временных масштабов.

Сравнение результатов вычислений с использованием СВМ-Z, СВМ-IV и его частично усовершенствованной версии, а также усовершенствованной региональной модели RADM2 кислотных осадений в рамках боксовых версий перечисленных моделей показало (при рассмотрении гипотетических сценариев городской и сельской атмосферы на период 30 сут), что результаты для СВМ-Z и усовершенствованной RADM2 расходятся в пределах  $\pm 20\%$ , тогда как расхождения для обеих версий СВМ-IV достигают 50–95%. Наиболее важное значение для повышения надежности СВМ-Z (расчета концентраций  $\text{NO}_2$  и  $\text{O}_3$ ) имел учет реакций с участием органических нитратов и радикалов алкилперекиси.

Понимание газофазных процессов формирования биогенного аэрозоля благоприятствует решению задачи распознавания такого рода аэрозоля в условиях реальной атмосферы, но подобная задача может быть решена лишь путем сложного (и не всегда однозначного) анализа данных наблюдений характеристик реального аэрозоля.

Полевой наблюдательный эксперимент по изучению свойств атмосферного аэрозоля (ACE-1), осуществленный в период с 15 ноября по 14 декабря 1995 г. над юго-западным сектором Тихого океана (к югу от Австралии), был первым из серии подобных наблюдательных программ по изучению физических, химических и нуклеационных свойств атмосферного аэрозоля, запланированных в рамках Международной программы по изучению химических процессов в глобальной атмосфере (IGAC) [19]. В ACE-1 участвовали 47 исследовательских организаций из 11 стран.

Наблюдения были выполнены с использованием самолета-лаборатории C-130 НАСА, двух научно-исследовательских судов и на островных станциях. Одна из задач программы состояла в анализе влияния характеристик четырех водных масс в регионе эксперимента с целью оценки влияния их физических, химических и биологических свойств на содержание различных малых газовых компонентов в атмосфере. В этой связи важно, что океан является источником поступления в атмосферу таких биогенных выбросов, как диметилсульфид, углеводородные соединения, метилнитраты и метилгалиды. Океан может быть также источником биогенного карбоната кальция, способствующего усилению щелочности морского солевого аэрозоля, а также усилению обусловленного озоном окисления находящегося в составе «аэрозольной» воды сернистого газа.

Опубликованные ранее результаты указывают на то, что в рассматриваемом регионе доминирующим компонентом аэрозоля является морской солевой аэрозоль (это относится к 90% частиц диаметром более 130 нм и до 70% частиц диаметром более 80 нм). В 50% частиц аэрозоля диаметром более 160 нм обнаружены связанные с морской солью органические компоненты. Все это отображает необходимость учета морского солевого аэрозоля в моделях климата, поскольку он контролирует не только рассеяние солнечной радиации, но и концентрацию облачных ядер конденсации.

Обсужденные Бейтсом [19] результаты показали, что даже в удаленном океанском регионе все же заметно проявляются антропогенные воздействия на атмосферу и свойства аэрозоля. Так, например, на высотах более 3 км наблюдались слои, которые содержали претерпевшие старение продукты сжигания биомассы. Около 11–46% частиц сульфатного аэрозоля диаметром более 100 нм содержали сажу, источником которой было, вероятно, сжигание биомассы в Южной Африке.

Данные ACE-1 позволяют оценить роль биогенных компонентов в образовании и росте новых частиц аэрозоля. Наблюдалось также фотохимическое образование новых частиц из серной кислоты на участках «выбросов» из облаков. Результаты численного моделирования свидетельствуют о том, что около 30–50% DMS преобразуется в SO<sub>2</sub>, причём главным стоком для этого сернистого газа служит его обусловленное озоном окисление в «аэрозольной» воде. Несолевыe сульфаты содержались, главным образом, в супермикронных солевых частицах, составляя (35±10)% летом и (58±22)% зимой.

Выполненный МакАрдулом и др. [34] анализ проб аэрозоля, взятых в Мэйс Хэд (Mace Head), на западном побережье Ирландии, показал, что 30% несолевого сульфата летом возникает за счет газофазной трансформации выбрасываемого океаном диметилсульфида. В этой связи был исследован изотопный состав сульфатного аэрозоля, осажденного в трех удаленных (фоновых) районах Уэльса и в Мэйс Хэд, с целью оценки вклада окисления DMS в образование аэрозоля. Пробы аэрозоля и осадков взяты в период с марта 1993 г. по сентябрь 1994. Полученные результаты отображают наличие максимальных значений δ<sup>34</sup>S для несолевого сульфатов, достигающих 11,9‰ (аэрозоль) и 9,7‰ (осадки) в летние месяцы. Величина

$$\delta^{34}S = [ \{ ({}^{34}S/{}^{32}S)_{\text{проба}} \} / \{ ({}^{34}S/{}^{32}S)_{\text{стандарт}} \} - 1 ] \cdot 1000,$$

где  ${}^{32,34}S$  – концентрация изотопов серы.

Наблюдался четкий летний максимум концентрации аэрозольного метаносульфата, составляющий 3–4 нмоль/м<sup>3</sup>. В предположении, что исследованные пробы содержали только серу, образовавшуюся за счет антропогенных (на суше) источников, морских солей и морских биогенных источников (окисление DMS), в работе [34] получены оценки вклада DMS-аэрозоля в суммарный сульфатный аэрозоль по данным изотопного анализа серы. Как правило, биогенный вклад оказался небольшим (меньше 10%), но в пробах из морских воздушных масс он достигал 40%. Сравнение значений δ<sup>34</sup>S для аэрозоля и осадков не обнаружало наличия существенного изотопного фракционирования в процессе окисления сернистого газа.

Дибб и др. [22] обсудили результаты самолетных измерений (самолет-лаборатория DC-8) концентрации в атмосфере растворимых в воде ионов, входящих в состав атмосферного аэрозоля, над обширным регионом Тихого

океана в южном полушарии. Наблюдения осуществлены в сентябре–октябре 1996 г. в рамках полевого наблюдательного эксперимента PEM-Tropics (Тихоокеанская исследовательская миссия в тропиках) и программы Глобального тропосферного эксперимента (ГТЕ).

Измеренные значения всех ионных компонентов оказались неожиданно низкими во всей свободной тропосфере (2–12 км), несмотря на воздействие шлейфов продуктов сжигания биомассы, поступающих с запада в регион наблюдений. Но, с другой стороны, активность связанного с аэрозолем космогенного радионуклида <sup>7</sup>Be часто превосходила 1000 fCi/m<sup>3</sup> во всей толще тропосферы. Из данных наблюдений следует, что рассматриваемые ионные компоненты должны бы вымываться из шлейфов осадками, но такого рода вымывание должно происходить на большом расстоянии от района наблюдений в направлении, противоположном преобладающему ветру (в противном случае концентрация <sup>7</sup>Be также должна быть низкой). Этот вывод подтверждают данные о возрастании концентрации HNO<sub>3</sub> и карбоксильных кислот во многих шлейфах, поскольку эти растворимые в воде кислотные газы должны были бы также эффективно вымываться при наличии осадков.

Наблюдаемое в южно-тихоокеанском регионе уменьшение отношения смеси NH<sub>4</sub><sup>+</sup> с ростом высоты свидетельствует в пользу недавнего предположения о том, что выбросы NH<sub>3</sub> океаном представляют собой значительный источник NH<sub>3</sub>, расположенный далеко от континентов. Анализ результатов наблюдений на высотах меньше 2 км подтверждает полученные ранее наземные и судовые данные о широтном распределении молярного отношения MSS/nssSO<sub>4</sub><sup>-</sup> (метилосульфат/сульфаты, не являющиеся продуктом морских солей), которое возрастает от значений меньше 0,05 в тропиках до почти 0,6 вблизи 70° ю.ш. Очень большие значения этого отношения (0,2–0,5) были обнаружены и на высоте около 10 км над внетропической зоной конвергенции, располагающейся вблизи 10° с.ш. По-видимому, высокие значения отношения MSS/nssSO<sub>4</sub><sup>-</sup> в тропической верхней тропосфере обусловлены влажно-конвективной «накачкой» диметилсульфида из морского пограничного слоя атмосферы. Этот вывод осложняет интерпретацию наблюдаемых значений упомянутого отношения с целью локализации района выбросов биогенных соединений серы, претерпевших дальний перенос.

Руэллан и др. [42] обсудили результаты самолетных наблюдений аэрозоля в нижней части тропосферы (на высотах до 4 км) над центральной Африкой, выполненных в ноябре 1996 г. в рамках полевого наблюдательного эксперимента EXPRESSO. В контексте исследований выбрасываемых в атмосферу продуктов сжигания биомассы Руэллан и др. [42] осуществили обработку 24 проб аэрозоля с целью анализа свойств черного и органического углерода (BC и OC), растворимого в воде углерода (WSOC), полициклических ароматических углеводородных соединений (ПАУ), растворимых ионов, элементного состава и морфологии аэрозоля. Забор проб аэрозоля осуществлен над тропическими лесами или саваннами вблизи внутритропической зоны конвергенции (ВЗК).

На всех высотах счетная концентрация частиц (их диаметр варьировал в пределах 10–14000 нм) была высокой [(3100±2060)см<sup>-3</sup>]. Менее значительной, чем ожидалось, оказалась доля частиц почвенного происхождения (массовая концентрация составила (20±18) мкг/м<sup>3</sup>). С другой стороны, весьма существенным было содержание пирогенных частиц и черного углерода. Концентрация BC

составила  $(3,8 \pm 2,3)$  мкг/м<sup>3</sup> (пограничный слой атмосферы над лесом);  $(9,8 \pm 3,9)$  мкг/м<sup>3</sup> (саванна) и  $(8,7 \pm 1,6)$  мкг/м<sup>3</sup> (слой харматанна).

Данные о других малых компонентах (оксалат, PAN и др.) демонстрируют наличие сильного влияния пожаров в саванне на их содержание в тропосфере региона. Полученные результаты свидетельствуют также о существовании вертикального и горизонтального обмена между различными слоями тропосферы и через ВЗК.

Доля WSOC в исследованных пробах составляла  $(46 \pm 9)\%$  по отношению к содержанию общего органического углерода. Более значительной  $[(85 \pm 18)\%]$  оказалась эта доля в слое харматанна, что указывает на возможную существенную роль образующихся при сжигании биомассы частиц как облачных ядер конденсации. Для оценки старения подобных частиц были использованы различные химические индикаторы, включая отношение концентрации WSOC/OC, которое возрастало с высотой в 2–3 раза при входе в слой харматанна.

В пределах пограничного слоя атмосферы над лесом зарегистрирована высокая концентрация органических кислот (формата, ацетата и оксалата), имеющих биогенное происхождение. Обсуждаемые результаты наблюдений получены в начале сухого сезона, когда преобладало влияние на атмосферу пожаров в саванне, а поток пылевого аэрозоля за счет харматанна был еще слабым. В этих условиях нитраты создавались преимущественно в газообразном состоянии, и поэтому существующие азотные биогены остаются в пределах рассматриваемого региона.

Андреасе и др. [16] рассмотрели результаты анализа еженедельных импакторных проб атмосферного аэрозоля, полученных в течение 20 мес (1988–1990 гг.) на базовой станции мониторинга загрязнений атмосферы, расположенной на м. Грим в северо-западной части Тасмании (Австралия). Результаты этих наблюдений содержат данные о растворимых ионных компонентах, включая сульфат, метаносульфат ( $MS^-$ ), аммоний, нитрат и основные ионы, содержащиеся в морской соли. Обработка данных показала, что если морской солевой компонент аэрозоля характеризуется лишь слабым годовым ходом, то для несолевых (nss) ионов типично наличие отчетливого максимума концентрации летом.

Сравнение данных о nss-ионах за два лета выявило существование значительной межгодовой изменчивости. Как мелко-, так и крупнодисперсная фракция (последняя связана, по-видимому, с частицами морской соли) аэрозоля характеризовались присутствием nss-сульфата и ионов  $MS^-$ . Зимой содержание nss-сульфата в крупнодисперсной фракции было более значительным, чем в мелкодисперсной фракции. Обсуждаемые результаты наблюдений свидетельствуют о важной роли процессов окисления в жидких каплях облаков и дымки в образовании nss-сульфатного аэрозоля.

Данные о годовом ходе концентрации соединений серы и азота на м. Грим и наличие корреляционных связей между ними указывают на доминирующую роль обусловленного диметилсульфидом окисления как источника серы летом, тогда как в течение остальной части года значительный вклад в образование nss-сульфатного аэрозоля вносят небиогенные источники серы. Корреляционные связи между концентрациями ядер конденсации (CN) и облачных ядер конденсации (CCN) с концентрациями nss-сульфата,  $MS^-$  и со скоростью ветра отображают тот факт, что обусловленные DMS процессы окисления и в меньшей

степени образование морских брызг вносят существенные вклады в формирование CN и CCN (соответственно значения счетной концентрации равны 100–500 и 30–50 см<sup>-3</sup>). Наличие контраста между слабым годовым ходом концентрации морского солевого компонента аэрозоля и четко выраженным годовым ходом как соединений серы, так и CCN свидетельствует о ключевой роли биогенных выбросов DMS как предшественника CCN в рассматриваемом регионе, по крайней мере в то время года, когда существует интенсивная биопродуктивность океана.

## Заключение

Полученные за последние годы оценки свидетельствуют о сравнимости величин потепления глобального климата за счет усиления парникового эффекта атмосферы и похолодания, обусловленного сульфатным аэрозолем [30]. Эта проблема далека, однако, от решения ввиду разнообразия и большой изменчивости свойств атмосферного аэрозоля, а также сильной пространственно-временной изменчивости распределения аэрозоля (в отличие от парниковых газов). Особое место занимает нерешенный вопрос о влиянии аэрозоля на оптические свойства (прежде всего альbedo) облаков.

В этом контексте большой интерес вызывают выбросы диметилсульфида океаном и его последующая трансформация в сульфатный аэрозоль, оказывающая существенное влияние на радиационное вынуждающее воздействие и климат. Согласно имеющимся оценкам глобальные выбросы DMS фитопланктоном океана достигают 12–54 Тг/год, составляя 10–40% суммарных выбросов газообразной серы в атмосферу [30].

Происходящее с учетом радикалов OH и NO<sub>3</sub> окисление DMS приводит к образованию таких содержащих серу компонентов, как сернистый газ, метаносульфоновая и серная кислоты. Наличие газофазного превращения DMS в сульфатный аэрозоль породило гипотезу о возможном воздействии DMS на климат, хотя на этот счет высказывались и некоторые сомнения. Проблема состоит в том, что процессы окисления DMS в атмосфере все еще мало изучены и это снижает надежность оценок образования сульфатного аэрозоля за счет DMS.

В этой связи Кампелонго и др. [20] предприняли численное моделирование возможной роли многофазных химических реакций в химии тропосферы, уделив особое внимание изучению температурной зависимости отношения концентраций  $\alpha = MSA/nss - SO_4^{2-}$  метаносульфата и несолевых сульфатов. Основой численного моделирования послужила кинетическая модель инициируемого гидроксидом однородного газофазного окисления DMS в атмосфере, которая была обобщена с учетом реакций в жидкой фазе.

Анализ результатов вычислений показал, что температурные зависимости взаимодействий между химическими реакциями в газообразной и жидкой фазах могут быть в значительной мере объяснены влиянием температурной зависимости отношения  $MSA/nss - SO_4^{2-}$ . Выявлена важная роль учета многофазных химических реакций в атмосфере при рассмотрении не только образования SO<sub>2</sub>, но и других продуктов окисления DMS. Объяснение наблюдаемого широтного хода  $\alpha$  возможно лишь при учете многофазных реакций в тропосфере. Авторы [20] отметили ограничения, принятые в модели и требующие устранения в

будущем. Не были учтены, например, такой сток, как  $\text{SO}_2$ , его захват частицами солевого аэрозоля и их последующее осаждение. Это могло привести к завышению скорости превращения  $\text{SO}_2$  в сульфатный аэрозоль.

Таким образом, проблемы оценки процессов формирования глобального поля концентрации DMS, последующего газофазного образования сульфатного аэрозоля и оценок его возможного воздействия на климат еще далеки от решения.

Осознанная только за последние годы проблема биогенных выбросов в атмосферу вообще и выбросов, обусловленных сжиганием биомассы, в частности, привлекла внимание к антропогенно обусловленным изменениям хи-

мического состава атмосферы, ведущим к воздействиям на климат [14, 20–31].

Полученные ранее оценки показали, что радиационное возмущающее воздействие (РВВ) на климат, обусловленное аэрозолем, который возникает при сжигании биомассы, составляет около  $-1,0 \text{ Вт/м}^2$  (в случае чисто рассеивающего аэрозоля диапазон неопределенности оценок равен  $-0,3 \div -2,2 \text{ Вт/м}^2$ ) и, таким образом, сравнимо с РВВ за счет антропогенного сульфатного аэрозоля, а с другой стороны, с имеющим противоположный знак «парниковым» РВВ (со времени начала промышленной революции последнее достигло  $2-3 \text{ Вт/м}^2$ ).

Т а б л и ц а 2

Распределение масштабов сжигания биомассы (Тг/год) в различных регионах

Регион	Источник						
	Тропические леса	Саванна	Леса умеренных широт	Бореальные леса	Бытовое топливо	Сельскохозяйственные отходы	Древесный уголь
Тропическая Америка	590	770	0	0	170	200	7,5
Тропическая Африка	390	2430	0	0	240	160	9,3
Тропическая Азия	280	70	0	0	850	990	3,3
Тропическая Океания	0	420	0	0	8	17	0
США и Канада	0	0	0	0	80	250	0,5
Зап. Европа	0	0	0	0	40	170	0,2
Бывший СССР и Вост. Европа	0						
Леса умеренных широт	0	0	224	0	0	0	0
Бореальные леса	0	0	0	56	0	0	0
Сумма	1260	3690	224	56	1438	2017	21

Образующиеся при сжигании биомассы частицы аэрозоля состоят главным образом из скопированных органических компонентов и элементарного или черного углерода, но также включают нитраты, сульфаты и другие компоненты. Хотя отношение концентрации черного углерода к концентрации органических жидких компонентов мало, важное обстоятельство состоит в наличии существенного поглощения солнечной радиации черным углеродом, что определяет потепляющее влияние на атмосферу (по-видимому, в пределах нескольких десятых  $\text{Вт/м}^2$ ) и может влиять на процесс конвекции.

Ввиду трудности получения достаточно надежных оценок влияния сажевого компонента аэрозоля Якобеллис и др. [27] сделали новые вычисления РВВ с учетом семи источников аэрозоля: сжигание тропических лесов; саванн; лесов в умеренных широтах; бореальных лесов; древесного топлива; сельскохозяйственных отходов, а также производство и сжигание древесного угля. Данные табл. 2 характеризуют масштабы этих компонентов в различных регионах.

В результате расчетов РВВ с использованием различных методик параметризации переноса излучения и вычисленного поля содержания аэрозоля (среднегодовое среднелобальное значение содержания равно  $3 \cdot 10^{-3} \text{ г/м}^3$ ) были получены средние значения РВВ в пределах от  $-0,6$  до  $-1,0 \text{ Вт/м}^2$  (погрешности расчетов определяются главным образом неопределенностями входных параметров). Большое значение имеют взаимная компенсация систематических погрешностей за счет различных факторов, определяющих РВВ, а также вывод о значительно более высокой эффективности воздействия аэрозоля, образовавшегося за счет сжигания биомассы, на интенсивность обратного рассеяния (по сравнению с сульфатным аэрозолем) в условиях облачного неба, что обусловлено главным образом меньшим зенитным расстоянием биомассы.

Шпенкух и др. [44] впервые получили оценки влияния грубодисперсной фракции биогенного аэрозоля на спектральное распределение противозлучения атмосферы (ПА) в интервале волновых чисел  $700-1300 \text{ см}^{-1}$ , используя данные наблюдений спектра ПА в зените, сделанных в Потсдаме (Германия) при помощи Фурье-спектрометра. Анализ данных наблюдений в мае 1998 г. выявил возрастание ПА на  $10,40 \text{ Вт/м}^2$  при увеличении концентрации сосновой пыльцы до  $2000 \text{ частиц/м}^3$  в сутки, что примерно в 8 раз превосходит обычный уровень концентрации пыльцы. Подобное усиление ПА вдвое превосходит обусловленное ростом на 10% общего влагосодержания атмосферы в средних широтах летом или воздействием находящегося в атмосфере аэрозоля при дальности видимости порядка 5 км. Возрастание ПА при средней концентрации пыльцы составляет около  $1-2 \text{ Вт/м}^2$ . Влияние пыльцы на спектральное распределение ПА является довольно однородным (слабо селективным) и характеризуется наличием максимума, равного  $11 \text{ мВт/(м}^2 \cdot \text{ср} \cdot \text{см}^{-1})$  при волновом числе  $1000 \text{ см}^{-1}$ . Сравнительно глубокий спад усиления ПА, который не может быть приписан влиянию известных поглощающих компонентов атмосферы, имеет место в широкой полосе  $850-1000 \text{ см}^{-1}$ . За пределами диапазона  $720-1300 \text{ см}^{-1}$  влияние пыльцы оказалось несущественным.

Полученные данные об изменениях спектрального распределения ПА в зените, обусловленных пыльцой, были сопоставлены с вариациями за счет изменений общего влагосодержания атмосферы и вкладами аэрозоля различных типов. Вблизи длины волны  $4,67 \text{ мкм}$ , где располагается основная полоса окиси углерода (данные для этого интервала используются с целью восстановления общего содержания СО в атмосфере), обнаружено обусловленное влиянием пыльцы усиление ПА до 80% (в среднем около 20%).

Несомненно, что влияние биогенной пылицы как оптически активного компонента атмосферы следует учитывать как существенный фактор при формировании парникового эффекта атмосферы, а также при решении некоторых задач дистанционного зондирования атмосферы. В этой связи важно получить более репрезентативные данные о биогенном аэрозоле. Весомый вклад в решение такой рода задачи должно внести использование данных дистанционного зондирования аэрозоля [29, 30].

1. Андреева И.С., Белан Б.Д., Бородулин А.И., Буряк Г.А., Марченко Ю.В., Олькин С.Е., Панченко М.В., Петриченко В.А., Пьянков О.В., Резникова И.К., Сафатов А.С., Сергеев А.Н., Степанова Е.В. Изучение изменчивости биогенной компоненты атмосферного аэрозоля над лесными массивами Западной Сибири // *Оптика атмосферы и океана*. 2000. Т. 13. № 6–7. С. 639–643.
2. Анкилов А.Н., Бакланов А.М., Бородулин А.И., Буряк Г.А., Малышкин С.Б., Олькин С.Е., Пьянков О.В., Пьянкова О.Г., Сафатов А.С., Сергеев А.Н. Оценка биологической компоненты атмосферного аэрозоля на юге Западной Сибири // *Оптика атмосферы и океана*. 1999. Т. 12. № 6. С. 507–511.
3. Анкилов А.Н., Бакланов А.М., Власенко А.Л., Козлов А.С., Малышкин С.Б. Определение концентрации аэрозолеобразующих веществ в атмосфере // *Оптика атмосферы и океана*. 2000. Т. 13. № 6–7. С. 644–648.
4. *Аэрозоль и климат* / Под ред. К.Я. Кондратьева. Л.: Гидрометеоздат, 1991. 541 с.
5. Гориков В.Г., Макарьева А.М. Влияние девственной и освоенной человеком биоты на глобальную окружающую среду // *Исследования Земли из космоса*. 1999. № 5. С. 3–11.
6. *Естественные и антропогенные аэрозоли* // *Материалы второй международной конференции (27 сентября–1 октября 1999 г.)*. НИИ химии СПбГУ. 2000. 273 с.
7. Зуев В.Е., Креков Г.М. *Оптические модели атмосферы*. Л.: Гидрометеоздат, 1986. 256 с.
8. Ивлев Л.С. *Химический состав и структура атмосферных аэрозолей*. Л.: Изд-во ЛГУ, 1982. 366 с.
9. Ивлев Л.С., Андреев С.Д. *Оптические свойства атмосферных аэрозолей*. Л.: Изд-во ЛГУ, 1986. 358 с.
- 9а. Ивлев Л.С. *Гетерогенная химия нижней атмосферы*. // *Проблемы физики атмосферы*. Вып. 20. СПб: Изд-во СПбГУ, 1997. С. 54–80.
10. Исидоров В.А. *Органическая химия атмосферы*. Изд. 3-е. СПб: Химиздат, 2001.
11. Исидоров В.А., Кондратьев К.Я. Биогенные выбросы малых газовых компонентов в атмосферу на суше // *Эколог. химия*. 2001. Вып. 1.
12. Исидоров В.А., Кондратьев К.Я. Биогенные выбросы океаном в атмосферу малых газовых компонентов // *Эколог. химия*. 2001. Вып. 2.
13. Кондратьев К.Я., Москаленко Н.И., Поздняков Д.В. *Атмосферный аэрозоль*. Л.: Гидрометеоздат, 1983. 224 с.
14. Кондратьев К.Я. *Экодинамика и эколопитика*. Т. 1. Глобальные проблемы. СПб, 1999. 1036 с.
15. Скубневская Г.И., Дульцева Г.Г., Дубцов С.Н. Простейшие альдегиды – действенные предшественники атмосферных фотоаэрозолей // *Оптика атмосферы и океана*. 2000. Т. 13. № 6–7. С. 608–611.
16. Andreae M.O., Ebert W., Cai Y., Andreae T.W., Gras J. Non-sea-salt sulfate, methanesulfonate, and nitrate aerosol concentrations and size distributions at Cape Grim, Tasmania // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. N D17. P. 21695–21706.
17. Aumont B., Madronich S., Bey I., Tynndall G.S. Contribution of secondary VOC to the composition of aqueous atmospheric particles: A modeling // *J. Atmos. Chemistry*. 2000. V. 35. P. 59–75.
18. Barthelmie R.J., Pryor S.C. A model mechanism to describe oxidation of monoterpenes leading to secondary organic aerosol,  $\alpha$ -pinene and  $\beta$ -pinene // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. N D19. P. 23657–23670.
19. Bates T.S. First Aerosol Characterization Experiment (ACE 1). Pt. 2. Preface // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. N D17. P. 21645–21647.
20. Campelongo F., Saltelli A., Jensen N.R., Wilson J., Hjorth J. The role of multiphase chemistry in the oxidation of dimethylsulphide (DMS). A latitude dependent analysis // *J. Atmos. Chem.* 1999. V. 32. N 3. P. 327–356.
21. Decesari S., Facchini M.C., Fuzzi S., Tagliavini E. Characterization of water-soluble organic compounds in atmospheric aerosol: A new approach // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105. N D1. P. 1481–1490.
22. Dibb J.E., Talbot R.W., Scheuer E.M., Blake D.R., Blake N.S., Gregory G.L., Sachse G.W., Thornton D.C. Aerosol chemical composition and distribution during the Pacific Exploratory Mission (PEM) Tropics // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. N D5. P. 5785–5800.
23. Dick W.D., Saxena P., McMurry P.H. Estimation of water uptake by organic compounds in submicron aerosols measured during the Southeastern Aerosol and Visibility Study // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105. N D1. P. 11471–1480.
24. Ellison G.B., Tuck A.F., Vaida V. Atmospheric: processing of organic aerosols // *J. Geophys. Res.* D. 1999. V. 104. N D9. P. 11633–11642.
25. Griffin R.J., Cocker D.R., III, Flagan R.C., Seinfeld J.H. Organic aerosol formation from the oxidation of biogenic hydrocarbons // *J. Geophys. Res.* D. 1999. V. 104. N 3. P. 3555–3567.
26. Grosjean E., Grosjean D. The reaction of unsaturated aliphatic oxygenates with ozone // *J. Atmos. Chem.* 1999. V. 32. N 2. P. 8873–8892.
27. Iacobellis S.F., Frouin R., Somerville C.J. Direct climate forcing by biomass-burning aerosols: Impact of correlations between controlling variables // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. N D10. P. 12031–12046.
28. Kawamura K., Legrand M., Cahier H. Organic matter in polar aerosol, snow and ice // *IGACTiv Newsletter*. 1998. N 14. P. 12–15.
29. *Kondratyev K.Ya. Multidimensional Global Change* // Chichester: Wiley/PRAXIS. 1998. 761 p.
30. *Kondratyev K.Ya. Climatic Effects of Aerosols and Clouds* // Springer/PRAXIS, Chichester, U.K. 1999. 264 p.
31. *Kondratyev K.Ya., Varotsos C.A. Atmospheric Ozone Variability: Implications for Climate Change, Human Health, and Ecosystems* // Springer/PRAXIS, Chichester, U.K. 2000. 716 p.
32. *Kulmala M. iogenic aerosol formation in the boreal forest (BIOFOR)* // *IGACTiv Newsletter*. 1999. N 17. P. 21247–21262.
33. Mäkelä J.M., Aalto P., Jokinen V., Pohja T., Nissinen A., Palmroth S., Markkanen T., Seitson K., Lihavainen H., Kulmala M. Observations of ultrafine aerosol particle formation and growth in boreal forest // *Geophys. Res. Lett.* 1997. V. 24. N 10. P. 1219–1222.
34. McArdle N., Liss P., Dennis P. An isotopic study of atmospheric sulphur at three sites in Wales and Mace Head, Eire // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103. N D23. P. 31079–31094.
35. Mészáros E. On the possible role of the biosphere in the control of atmospheric aerosols: biospheric effects on the climate and water cycle. // *Idöjárás*. 1998. V. 92. N 1. P. 11–16.
36. Mészáros E. New results on the chemical composition of aerosol particles in the atmosphere. Are cloud condensation nuclei produced by the biosphere? // *Idöjárás*. 1999. V. 103. N 2. P. 85–91.
37. Mészáros E. *Fundamentals of Atmospheric Aerosol Chemistry* // Akadémiai Kiado, Budapest, 1999. 308 p.
38. Mészáros E., Gelencser A., Mészáros T., Blazso M., Kiss G.Y., Krivacsy Z., Molnar A. Structural characterisation of organic matter in fine tropospheric aerosol by pyrolysis-gas chromatography-mass spectrometry // *J. Atmos. Chemistry*. 2000. V. 37. N 2. P. 173–183.
39. Neusüss C., Pelzing M., Plewka A., Herrmann H. A new analytical approach for size-resolved speciation of organic compounds in atmospheric aerosol particles: Methods and first results // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105. N D4. P. 4513–4528.
40. Quinn P.K., Bates T.S., Miller T.L., Coffman D.J., Johnson J.E., Harris J.M., Ogren J.A., Forbes G., Anderson T.L., Covert D.S., Rood M.J. Surface submicron aerosol chemical composition: What fraction is not sulfate? // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105. N D5. P. 6785–6806.

41. *Rasch P.J., Barth M.C., Kiehl J.T., Schwartz S.E., Benkovitz C.M.* Correction to «A description of the global sulfur cycle and its controlling processes in the National Center for Atmospheric Research Community Climate Model, Version 3» // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105. N D5. P. 6783–6784.
42. *Ruellan S., Cachier H., Gaudichet A., Masclat P., Lacaux J.-P.* Airborne aerosols over Central Africa during the Experiment for Regional Sources and Sinks of Oxidants (EXPRESSO) // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 105. N D23. P. 30673–30690.
43. *Spänkuch D., Güldner J., Döhler W.* Spectral measurements of the greenhouse effect of biogenic aerosol by ground-based FTIR emission spectroscopy. 10<sup>th</sup> Conf. on Atmos. Radiation. June 28–July 2, 1999. Madison, Wisconsin // *Amer. Meteorol. Soc.* 1999. P.556–559.
44. *Spänkuch D., Döhler W., Güldner J.* Effect of coarse biogenic aerosol on downwelling infrared flux at the surface // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105. N D13. P. 17341–17350.
45. *Virkula A., Dingenen R.V., Raes F., Hjorth J.* Hydroscopic properties of aerosol formed by oxidation of limonene,  $\alpha$ -pinene, and  $\beta$ -pinene // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. N D3. P. 3569–3580.
46. *Winterhalter R., Neeb P., Grossmann D., Koloff A., Horie A., Moortgat G.* Products and mechanism of the gas phase reaction of ozone with  $\beta$ -pinene // *J. Atmos. Chem.* 2000. V. 35. N 2. P. 165–197.
47. *Woodwell G.M., Mackenzie F.T., Houghton R.A., Apps M., Gorham E., Davidson E.* Biotic feedbacks in the warming of the Earth // *Climat. Change.* 1998. V. 40. N 3–4. P. 495–518.
48. *Zaveri R.A., Peters L.K.* A new lumped structure photochemical mechanism for large-scale applications // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 105. N D23. P. 30387–30415.

*K.Ya. Kondratyev.* **Biogenic Aerosols in the Atmosphere.**

In response to the growing interest to assessments of the potential impact of biogenic atmospheric aerosols on climate and chemical processes in the atmosphere, a review has been made of gas-to-particle conversion processes and biogenic aerosol particles over land and oceans.