

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И КОНТРОЛЮ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЛАВНАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ОБСЕРВАТОРИЯ им. А. И. ВОЕЙКОВА

*К. Я. Кондратьев,
Н. И. Москаленко,
Д. В. Поздняков*

АТМОСФЕРНЫЙ АЭРОЗОЛЬ



*Гидрометеиздат
Ленинград
1983*



Рецензенты:

д-р техн. наук, проф. А. А. Кмито, д-р техн. наук Г. П. Гуцин

Обобщена информация по микрофизическим и оптическим свойствам атмосферного аэрозоля. Предпринят анализ имеющихся моделей аэрозоля и выполнена разработка новых моделей, позволяющих учесть влияние специфики оптических свойств глобального аэрозоля, обусловленной различием механизмов генерации и стока тропосферных и стратосферных аэрозолей. На основе разработанных моделей глобального аэрозоля выполнено численное моделирование с целью анализа влияния аэрозоля на спектральное распределение и пространственную структуру полей коротковолновой и длинноволновой радиации. Обсуждена проблема радиационного теплообмена в замутненной атмосфере.

Книга рассчитана на студентов, аспирантов и научных сотрудников, занимающихся проблемами физики атмосферы.

In the book by K. Ya. Kondratyev, N. I. Moskalenko, D. V. Posdnyakov "Atmospheric Aerosol" information on microphysical and optical properties of atmospheric aerosols has been summarized. An analysis of suggested models and development of new aerosol models has been undertaken to compile data which allow one to take into account specific optical properties of global aerosol due to various sources and sinks of tropospheric and stratospheric aerosols. On the basis of the aerosol global models suggested, numerical modelling has been accomplished to study the impact of aerosols on spectral distribution and spatial structure of shortwave and longwave radiation fields. A problem of radiative heat exchange in the turbid atmosphere has been discussed.

The book is meant for students, post-graduates and specialists in atmospheric physics.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	4
Глава 1. Пространственная структура, химический состав и механизмы генерации атмосферного аэрозоля	6
1.1. Основные источники и механизмы генерации тропосферного и стратосферного аэрозоля	7
1.2. Поле концентрации, химический состав и микрофизические свойства почвенно-эрозионного (минерального) аэрозоля	25
1.3. Поле концентрации, химический состав и микроструктура морского аэрозоля	43
1.4. Органический аэрозоль и его микрофизические свойства	53
1.5. Тропосферный аэрозоль газохимического происхождения, промышленный аэрозоль и водные растворы	55
1.6. Пространственное распределение, химический состав и микроструктура стратосферного аэрозоля	61
Глава 2. Оптические характеристики атмосферного аэрозоля и их вариации в зависимости от микроструктуры, химического состава и фазового состояния	70
2.1. Применение теории Ми к рассеянию излучения атмосферными полидисперсными системами аэрозолей	71
2.2. Оптические константы компонентов атмосферного аэрозоля	73
2.3. Оптические характеристики почвенного аэрозоля для минералов различного химического состава и микроструктуры	90
2.4. Оптические характеристики для различных микроструктур морского аэрозоля	104
2.5. Оптические характеристики промышленного аэрозоля и их вариации в зависимости от химического состава и микроструктуры	110
2.6. Оптические характеристики аэрозолей водных растворов	113
Глава 3. Замкнутое моделирование оптических характеристик атмосферного аэрозоля с учетом его многокомпонентного состава	121
3.1. Основные принципы и допущения при замкнутом моделировании оптических свойств атмосферного аэрозоля с учетом его многокомпонентного состава и полидисперсной микроструктуры	122
3.2. Вертикальная структура атмосферного аэрозоля и различных его компонентов	125
3.3. Региональное деление при моделировании оптических свойств атмосферного аэрозоля	135
Глава 4. Модели атмосферного аэрозоля	147
Глава 5. Спектральная и пространственная структуры полей коротковолновой и длинноволновой радиации в условиях замутненной атмосферы	181
5.1. Спектральное распределение и пространственная структура коротковолновой радиации	183
5.2. Влияние аэрозоля на спектральную и пространственную структуру поля теплового излучения	193
5.3. Лучистый теплообмен в условиях замутненной атмосферы	199
Список литературы	211

ПРЕДИСЛОВИЕ

Проблема влияния радиационных факторов на атмосферную циркуляцию и климат занимает центральное место в изучении глобальной энергетики атмосферы. Если задачи определения лучистых притоков тепла, обусловленных молекулярным поглощением и лучистым теплообменом в земной атмосфере в условиях отсутствия аэрозоля, являются более или менее решенными, то влияние атмосферного аэрозоля на климат недостаточно изучено.

Для изучения климатических эффектов атмосферного аэрозоля необходимо решение задачи моделирования трехмерных полей оптических характеристик аэрозоля с учетом пространственной и временной изменчивости его химического состава, микроструктуры и концентрации. Последние определяются процессами генерации, трансформации и стока атмосферного аэрозоля, сложными газохимическими превращениями в атмосфере, переносом аэрозоля в результате турбулентных движений, мелко- и крупномасштабной циркуляции атмосферы и взаимодействием между подстилающей поверхностью и атмосферой. Разработка современных численных моделей общей циркуляции атмосферы с учетом радиационных факторов требует, чтобы моделирование эволюции атмосферного аэрозоля было замкнутым и позволяло учесть влияние изменения его химического состава, микроструктуры на оптические характеристики (коэффициенты ослабления, поглощения и индикатрисы рассеяния).

Важным аспектом глобальной энергетики атмосферы является проблема возрастающего влияния аэрозольного загрязнения, обусловленного деятельностью человека, на климат, концентрацию атмосферного аэрозоля и его оптические свойства. Комплексные программы аэрозольно-радиационных экспериментов, проведенных в последние годы в различных районах земного шара, показали, что аэрозоль способен существенно поглощать солнечное излучение и оказывать значительное влияние на структуру радиационного баланса атмосферы. Актуальное значение имеет проблема влияния пылевых выносов на радиационный режим атмосферы над континентами и океанами. Чрезвычайно сложной задачей является учет радиационного фактора в генерации и трансформации поля атмосферного аэрозоля. Поэтому необходимо изучение корреляционных связей лучистого, конвективного и турбулентного

тепло- и массообмена с генерацией, химическим составом, микроструктурой и оптическими свойствами атмосферного аэрозоля. Моделирование этих процессов с помощью ЭВМ позволит выявить основные корреляционные связи, а комплексные программы натурных экспериментов дадут возможность статистически обосновать входную информацию, необходимую для моделирования, проверить достоверность разработанных схем моделирования.

В предлагаемой монографии обобщена накопленная в настоящее время информация по микрофизическим свойствам атмосферного аэрозоля, дан анализ имеющихся моделей атмосферного аэрозоля и рассмотрены новые модели, которые позволяют учесть влияние различных механизмов генерации и стока тропосферных и стратосферных аэрозолей на оптические свойства глобального аэрозоля. На основе разработанных моделей глобального атмосферного аэрозоля выполнены теоретические исследования влияния аэрозоля на спектральное распределение и пространственную структуру полей коротковолновой и длинноволновой радиации и обсуждена проблема радиационного теплообмена в замутненной атмосфере.

В главе 1 обобщаются сведения о пространственной структуре, микроструктуре и химическом составе атмосферного аэрозоля, образовавшегося в результате различных механизмов генерации. В главе 2 рассматриваются оптические характеристики нескольких типов атмосферного аэрозоля: минерального (почвенно-эрозионного), морского солевого, аэрозолей газохимических превращений и водных солевых растворов для различных полидисперсных ансамблей. В главе 3 анализируются основные принципы и допущения замкнутого моделирования оптических характеристик аэрозоля с учетом его многокомпонентного химического состава и полидисперсной микроструктуры, регионального или зонального деления земного шара, сезонных и суточных вариаций, турбулентного обмена и смешивания воздушных масс, обусловленных особенностями циркуляции атмосферы. В главе 4 представлены имеющиеся и новые структурные и оптические модели атмосферного аэрозоля над континентами, морскими акваториями и океанами. Предложены модели атмосферного аэрозоля для прибрежных зон, районов умеренных широт, аридных и субаридных регионов, тропиков и Арктики. В главе 5 рассматривается применение разработанного моделирования для расчетов спектральных полей и пространственной структуры коротковолновой и длинноволновой радиации, а также для решения задач радиационного теплообмена в условиях замутненной атмосферы, продемонстрировано влияние аэрозоля на альбедо системы подстилающая поверхность—атмосфера, структуру радиационного баланса атмосферы и парниковый эффект. Обсуждены вопросы влияния промышленного и вулканического аэрозолей на климат.

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ СТРУКТУРА, ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И МЕХАНИЗМЫ ГЕНЕРАЦИИ АТМОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ

Пространственно-временная изменчивость поля концентрации, химического состава и микроструктуры аэрозоля определяется распределением источников и стоков, а также процессами переноса и трансформации аэрозоля. Данные, имеющиеся в настоящее время, свидетельствуют о наличии четырех главных типов глобального тропосферного аэрозоля [254]: первый тип — природный и антропогенный аэрозоль, продуцированный из газовой фазы *in situ*; второй тип — минеральный аэрозоль, источником которого является почва; третий тип — морской аэрозоль, представляющий собой частицы морской соли и капли растворов морской соли; четвертый тип — органический аэрозоль. Наиболее изученными составляющими тропосферного аэрозоля являются почвенно-эрозионный (минеральный) и морской солевой аэрозоль. Экспериментальные исследования последних лет показали распространенность почвенно-эрозионного аэрозоля во всем тропосферном слое атмосферы в горизонтальном и вертикальном направлениях, в то время как распространенность морского солевого аэрозоля ограничена акваторией Мирового океана и относительно узкой прибрежной полосой. Распространенность морского аэрозоля в вертикальном направлении ограничена зоной активного вертикального турбулентного обмена толщиной 2—3 км над поверхностью моря.

Менее изученными являются органический аэрозоль и аэрозоль, образующийся в процессе газохимических превращений. Последние составляют тонкодисперсную фракцию атмосферного аэрозоля, отличающуюся высокой поглощательной способностью для излучения оптического диапазона. Дополнительными источниками аэрозоля, которые можно рассматривать как возмущения, являются извержения вулканов, степные и лесные пожары, антропогенные загрязнения. Мощность вулканического источника имеет сильные колебания, что обуславливает сильную временную изменчивость стратосферного аэрозоля. В настоящее время индустри-

альные источники аэрозоля уже оказывают сильное влияние на оптические свойства тропосферы над континентами северного полушария.

1.1. ОСНОВНЫЕ ИСТОЧНИКИ И МЕХАНИЗМЫ ГЕНЕРАЦИИ ТРОПОСФЕРНОГО И СТРАТОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ

1.1.1. Физический механизм образования почвенно-эрозионного аэрозоля

В соответствии с представлениями, развитыми в работах [111, 146—149], почвенный аэрозоль попадает в атмосферу в результате процесса ветровой эрозии. На крупинки, выступающие над самым верхним слоем почвы, действует турбулизованный поток воздуха, так что каждая крупинка испытывает три типа давления. Первое, положительное, действует на поверхность частицы, обращенную к ветру, и называется ветровым давлением. Оно инициирует перемещение почвенной частицы и имеет квадратическую зависимость от скорости ветра. Второе, отрицательное, действующее с подветренной стороны, называется вязкостным давлением. Его значение определяется коэффициентом вязкости воздуха, его плотностью и скоростью перемещения. Наконец, третье, так называемое статистическое, отрицательное, обязано эффекту Бернулли, в соответствии с которым при увеличении скорости движения среды, обтекающей предмет сверху, давление в вертикальном направлении понижается. Таким образом, это давление создает аэродинамический эффект и обуславливает возможность поднятия крупинки вверх. Суммарное действие первых двух сил обозначим через F_c , а результирующую силу тяжести и статического давления через L_c . В большинстве случаев $L_c \approx 0,75F_c$,

$$F_c = 0,66D^3g\rho' \operatorname{tg} \Phi (1 + 0,75 \operatorname{tg} \Phi)^{-1}T, \quad (1.1)$$

где D , ρ' — диаметр и плотность погруженной в почву частицы; g — ускорение свободного падения; Φ — угол между нормалью и линией «центр тяжести — точка касания с соседней частицей»; $T = (\bar{p} + 3\sigma)/\bar{p}$ — турбулизованность ветра; $\bar{p}$ — среднее давление; σ — среднее квадратическое отклонение.

Поведение рассматриваемой почвенной крупинки, поднявшейся под действием вышеупомянутых сил в воздух, будет в значительной степени зависеть от вертикального профиля приземного ветра, поскольку именно он определяет изменение сил F_c и L_c с высотой. В приземном слое воздуха непосредственно над поверхностью со средним уровнем z_0 неровностей элементов, начиная с некоторого уровня $z_0 + k$, называемого уровнем аэродинамической шероховатости поверхности, где скорость ветра равна или почти равна нулю, вертикальный профиль скорости ветра имеет экспоненциальный характер и может быть описан формулой Кармана

$$v_z = 5,75v_* \lg \frac{z}{k}, \quad (1.2)$$

где v_* — так называемый индекс градиента скорости. Отсюда следует, что с набором высоты сила F_c , обуславливающая прямое давление ветра на вертикально-поперечное сечение крупинки, должна расти с увеличением скорости ветра, в то время как подъемная сила будет уменьшаться с высотой, становясь, как показывают расчеты, пренебрежимо малой уже на высоте, равной нескольким диаметрам крупинки. И хотя реальная высота подъема крупинки заметно выше, тем не менее через некоторое время крупинка, пролетев под действием силы F_c некоторое расстояние S , ударяется о поверхность. При падении крупинка обычно движется под углом $9-12^\circ$ к поверхности. В момент столкновения происходит квазиупругое соударение с крупинками места приземления, в результате чего рассматриваемая крупинка вновь резко поднимается в воздух на высоту, значительно превышающую первоначальную. Это в свою очередь приводит к увеличению ее кинетической энергии за счет возрастания силы F_c с высотой и, следовательно, к увеличению силы удара при следующем приземлении. Все усиливающиеся удары такой сальтирующей частицы, по мере перемещения в направлении ветра, вызывают движение частиц более крупных и более мелких, чем она сама. Последние до этого не участвовали в сальтации, так как благодаря своим размерам они не выступали совсем или выступали недостаточно за пределы тончайшего ламинарного слоя воздуха (k), чтобы быть вовлеченными в сальтационное движение. Более же крупные частицы при данных скоростях ветра оказывались слишком тяжелыми и подъемная сила для них была недостаточной. Однако при бомбардировке их сальтирующими частицами большие частицы начинают движение перекатывания и скольжения, а мелкие, традиционно называемые пылевыми, поднимаются в виде микроскопического облачка вверх над ламинарным слоем, где турбулентными потоками уносятся выше в атмосферу. Известно, что вертикальные скорости турбулизированных потоков в реальной атмосфере превышают $1,5$ м/с, этого достаточно, чтобы поднять частицу на неопределенно большую высоту, где ее дальнейшее движение будет определяться атмосферной циркуляцией. Аналогичным образом в атмосферу попадают мелкие частички, возникающие при частичном разрушении более крупных под ударами сальтирующих крупин.

Из сказанного видно, что эффективность продуцирования почвенно-эрозионного аэрозоля в значительной мере зависит от интенсивности бомбардировки поверхности сальтирующими частицами, что, естественно, связано со скоростью приповерхностного ветра. Пороговая скорость ветра, вызывающая сальтацию изначально покоящихся частиц, должна быть пропорциональна их массам и размерам:

$$v_t = a \sqrt{(\rho'/\rho) gD}, \quad (1.3)$$

где ρ' — плотность уплотненной части выступающей почвенной частицы, ρ — плотность приповерхностного воздуха, a — эмпириче-

ский коэффициент, характеризующий эрозионную способность почвы.

Экспериментально установлено, что коэффициент a является функцией распределения по размерам частиц поверхностного слоя почвы, степени шероховатости последнего и наличия в нем цементирующих агентов; он зависит также от протяженности поля вдоль преимущественного направления ветров в данном регионе и, наконец, от ряда метеорологических факторов. Увеличение коэффициента a , соответствующее повышению эрозиоустойчивости почвы и снижению уровня продуцирования почвенного аэрозоля, наблюдается при увеличении шероховатости почвы¹, не склонной к эрозии (за счет уменьшения скорости ветра у поверхности и повышения уровня k), при повышении влажности почвы (за счет увеличения по механизму водородных связей силы сцепления между отдельными почвенными частицами, покрывающимися водными оболочками), при наличии на поверхности разлагающихся (на определенном этапе)² органических веществ, продукты распада которых обладают цементирующим свойством. Наконец, увеличение коэффициента a наблюдается для почв, поверхностный слой которых состоит либо из крупных крупинок преимущественно одного и того же диапазона эквивалентных диаметров, либо содержит большое количество очень мелких частиц (последние, активно прилипают к большим частичкам, увеличивая их массу и связь с поверхностью, и таким образом предотвращают сальтацию).

Отсюда следует, что увеличение продукции аэрозоля почвенного происхождения следует ожидать с сухих, гладких (или пересеченных, но состоящих из легко эродирующих элементов) площадей, лишенных растительности, расположенных по направлению преобладающих ветров. Разумеется, эти условия должны наблюдаться и при некоторых метеорологических факторах: больших скоростях ветра, значительных вертикальных потоках, относительно высоких температурах и продолжительных засушливых периодах. Следует также отметить, что процесс эрозии почвы может усиливаться в значительной мере также и антропогенными факторами: уменьшением или уничтожением растительного покрова, вспашкой почвы, чрезмерным ее осушением и др.

Таким образом, из вышесказанного следует, что, во-первых, в соответствии с основными механизмами почвенной эрозии, в атмосферу должны инжектироваться частицы довольно широкого диапазона эффективных диаметров, во-вторых, скорость инъекции почвенного аэрозоля должна обнаруживать временные изменения,

¹ Наличие растительности является мощным фактором увеличения эффективной шероховатости почвы.

² Обнаружено, что цементирующее действие проявляется чаще всего на начальном этапе разложения органических веществ. Более глубокие фазы способствуют увеличению эрозионной способности поверхности почвы. К аналогичному эффекту, за исключением суглинистых песков, приводит и наличие в поверхностном слое почвы свободного карбоната кальция.

обусловленные природой метеорологических вариаций, и, в-третьих, химический состав и концентрация частиц почвенного аэрозоля в нижней тропосфере должны быть подвержены существенным пространственным вариациям в силу особенностей географического распределения эродирующих участков земной поверхности, химического состава образующих их пород, а также закономерностей мелко- и крупномасштабных атмосферных циркуляций.

1.1.2. Механизмы генерации морского аэрозоля

Частицы морского аэрозоля начинают свое существование в земной атмосфере в виде капель морской воды. Одним из механизмов образования этих капель следует считать сдувание брызг с гребней разбивающихся волн. Другой механизм представляет собой образование капель при лопании большого числа пузырьков воздуха, по мере того как они достигают поверхности моря. Наконец, капли могут также образовываться и многими другими путями, например при выпадении дождя или снега на поверхность воды.

Капли, образующиеся по первому из вышеперечисленных механизмов, весьма велики и частицы морской соли, остающиеся в результате испарения, соответствуют «гигантским частицам» по известной классификации Юнге. Поскольку последние в силу своих значительных размеров характеризуются небольшим временем жизни в атмосфере, этот механизм вряд ли может считаться основным механизмом образования, точно также как и механизм образования аэрозоля при выпадении осадков ввиду своей очевидной эпизодичности и локального характера.

Таким образом, основным механизмом поступления в атмосферу морского аэрозоля, по-видимому, нужно считать механизм лопающихся пузырьков [27]. По существующим оценкам, по крайней мере 0,3 % поверхности Мирового океана покрыта воздушными пузырьками [136]. Полагают, что при этом каждую секунду лопается не менее 10^{18} — 10^{20} пузырьков, оказывающихся ответственными за инжекцию в земную атмосферу в общей сложности колоссальных количеств (10^9 т/год [135]) органических и неорганических веществ.

Детальное рассмотрение этого вопроса [225] показывает, что следует различать две стадии в развитии интересующего нас механизма, обуславливающие, как оказывается, возникновение в приповерхностном слое воздуха взвешенных капель двух диапазонов дисперсности.

На первой стадии пузырек, достигший водной поверхности или образовавшийся на ней, характеризуется некоторой поверхностью (рис. 1.1), так называемой верхушкой пузырька, являющейся частью общей границы раздела океан—атмосфера. С момента образования пузырька его верхушка начинает быстро уменьшаться благодаря гравитационному осушению и «отсасыванию»

в областях отрицательной кривизны у границ пленки. Наступающая затем деформация пузырька сопровождается резким сокращением пленки лопнувшей верхушки. Жидкость сокращающейся пленки лопнувшей верхушки пузырька под действием сил поверхностного натяжения со скоростью порядка десятков метров в секунду стремительно направляется к горловине (точки *A* и *B*) еще сохраняющейся подводной части пузырька и собирается в тороидальное кольцо (торос). Благодаря образующимся градиентам поверхностного натяжения, градиентам толщины и микротурбулентности происходит частичная дезинтеграция этого тороса,

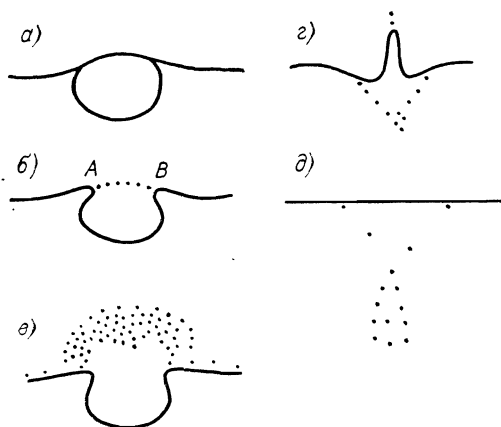


Рис. 1.1. Схематическое представление пузырькового механизма продуцирования аэрозоля.

а, б, в, г, д — последовательные стадии.

сопровождающаяся образованием капелек, движущихся почти параллельно поверхности воды.

Естественно, что самые тяжелые капли этого сорта, за исключением особо турбулентных областей, не в состоянии находиться во взвешенном состоянии в приповерхностном слое воздуха. Часть этих тяжелых капель может падать во внутрь образовавшейся полости лопнувшего пузырька и участвовать во второй стадии рассматриваемого процесса. Часть более мелких капелек увлекается вверх потоком воздуха, вырвавшимся из лопнувшего пузырька, образует грибовидное облачко над полостью пузырька и способна существовать во взвешенном состоянии непосредственно над поверхностью воды. По результатам работы [228], число взвешенных капелек этого сорта, образующихся от одного лопнувшего пузырька, варьирует в пределах 100—200, а солевые аэрозольные частицы, остающиеся при испарении этих капель, характеризуются максимальным диаметром около 0,9 мкм.

Во второй стадии торос со стремительным ускорением порядка 10^3 — $10^6 g$ перемещается ко дну пузырька под действием давления, обусловленного кривизной поверхности пузырька. При достижении торосом дна пузырька дальнейшее развитие процесса идет по пути

формирования симметричных выбросов вверх и вниз — «фонтанчиков». В формировании выброса вверх принимают участие слои жидкости, составляющие стенки пузырька. Образующийся выброс — фонтанчик в форме цилиндрической струйки, далее распадается на поток капелек диаметром порядка 0,1 размера пузырька. Наиболее мелкие пузырьки, образующиеся за счет развивающихся небольших волн, имеют диаметр около 100 мкм. Следовательно, поперечный размер наиболее мелких капель этого рода составляет около 10 мкм, что соответствует диаметру солевой частицы 2—2,5 мкм и более.

Таким образом, две стадии пузырькового механизма инжектирования в приводный слой атмосферы каплей морской воды обуславливают формирование там аэрозольных частиц, характеризующихся довольно широким спектром эффективных размеров.

Находясь во взвешенном состоянии над поверхностью воды, аэрозольные солевые частицы оказываются под влиянием физических условий окружающей воздушной среды. Последние сказываются не только на скорости образования морских аэрозольных частиц, но также и на уровне их концентрации и характере распределения по размерам в функции высоты [130, 131, 173].

Детальное изучение этого вопроса показало [282], что весьма существенное влияние на характеристики аэрозоля атмосферные условия оказывают прежде всего в пограничном слое на первых десяти метрах от поверхности, где, как известно, скорость ветра, температура, влажность и турбулентность воздуха, наряду с другими физическими параметрами атмосферы, резко изменяются с высотой. Если высота пограничной зоны l , то из решения уравнения вертикального распределения взвешенных частиц морского аэрозоля получаем

$$\lg \frac{\theta_l}{\theta_0} = -m^{2/3} u_l^{-1} \eta, \quad (1.4)$$

где коэффициент пропорциональности η зависит от относительной влажности r_l и коэффициента трения γ_l в слое $0-l$ м.

Таким образом, теоретическое рассмотрение приводит к важному выводу о том, что логарифмическое отношение концентраций θ_l/θ_0 морского аэрозоля соответственно на уровнях $z=l$ и $z=0$ прямо пропорционально $m^{2/3}$ и обратно пропорционально скорости ветра u_l .

Что же касается коэффициента пропорциональности η , его функциональной зависимости от r_l , γ_l и z , то оказалось, что при $\gamma_l = 0,04 \dots 0,05$ отклонения от линейной зависимости $\eta(z)$ значительны для диапазонов низкой и высокой относительной влажности атмосферы на уровне $z=l$. На рис. 1.2 представлены зависимости изменения концентрации частиц с высотой для некоторых фиксированных значений $m^{2/3} u_l^{-1}$ и $\gamma_l = 0,04$ (кривые А и Б, соответствуют влажности $f_1 = 0,5$ и $f_2 = 0,9$). Как видно, в логарифмическом масштабе вертикальный градиент концентрации ча-

стиц аэрозоля линейно растет с увеличением относительной влажности на уровне l и, понятно, с ростом произведения $m^{\frac{2}{3}} u_l^{-1}$.

Очевидно, что с увеличением скорости ветра на уровне l градиент концентрации падает (рис. 1.3), что особенно отчетливо

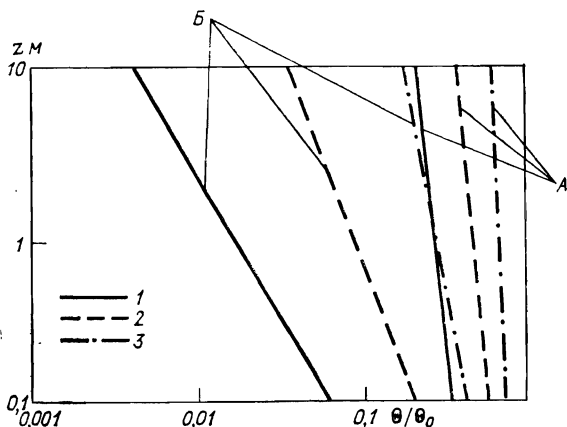


Рис. 1.2. Вертикальные профили концентрации морского аэрозоля для значений $m^{\frac{2}{3}} u_l^{-1}$

1) $1,7 \cdot 10^{-9}$, 2) 10^{-9} , 3) $5 \cdot 10^{-10}$.

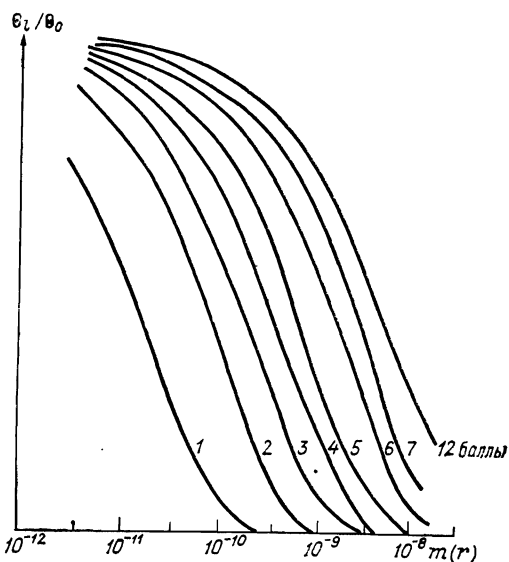


Рис. 1.3. Вертикальные профили концентрации морского аэрозоля в зависимости от скорости ветра на уровне l при $f=80\%$ и $\gamma_l=0,04$.

наблюдается для частиц массой $10^{-9}—10^{-10}$ г. Что же касается гигантских частиц ($m \geq 10^{-8}$ г), то их концентрация столь стремительно падает с высотой, что даже при силе ветра 9 баллов лишь $1/10$ часть их достигает десятиметрового уровня.

Исходя из этих расчетов, можно определить концентрацию частиц морского аэрозоля и скорость их образования в зависимости от их размеров (масс) и скорости приповерхностного ветра на

уровне l . Кривые на рис. 1.3 обнаруживают характерный ход с минимумом в интервале $m = 10^{-9} \dots 10^{-10}$ г. Последний, по-видимому, является отражением рассмотренного выше двухфазового характера механизма пузырьковой продукции аэрозоля и разграничивает области размеров частиц, инжектированных во время первой ($m \leq 10^{-10}$ г) и второй ($m \geq 10^{-9}$ г) фаз. Как концентрация аэрозолей вблизи поверхности Θ_0 , так и скорость генерации аэрозоля с единицы площади, определяемой силой F_c , значительно растут с увеличением скорости ветра, что несомненно связано с усиливающейся при этом турбулентностью слоя воздуха, непосредственно контактирующего с водной поверхностью. Сделанные при этом оценки зависимости $F_0 = f(u_i)$ для частиц с $m = 10^{-9,5}$ г свидетельствуют о том, что начиная со значений 1 9—10 м/с скорость образования аэрозоля линейно возрастает с усилением ветра на уровне l' (для $\bar{u} > 10$ м/с, $m = 10^{-9,5 \pm 0,25}$ г):

$$\lg F_c = 0,05u - 1,56. \quad (1.5)$$

Кстати сказать, аналогичные зависимости, но для концентраций солей и хлора в морском аэрозоле были экспериментально получены и другими исследователями (см., например, [264]).

Поскольку капля морской воды массой 10^{-8} г должна иметь диаметр около 81 мкм и поскольку, как отмечалось выше, она может быть инжектирована фонтанирующим выбросом лопающегося пузырька диаметром порядка 0,75 мм, то в соответствии с закономерностью хода (рис. 1.3) можно считать, что скорость образования морского аэрозоля растет с увеличением размеров пузырьков до 0,75 мм.

Как показывают расчеты [163] и экспериментальные данные [92, 122, 279, 283], это объясняется тем, что увеличение диаметра пузырька до 1,5—2 мм влечет за собой значительное увеличение как общего количества образующихся капель, так и высоты инжектирования капель в приводный слой воздуха.

Целесообразно отметить то, что помимо рассмотренных выше физических условий, которые контролируют образование и концентрацию частиц морского аэрозоля по пузырьковому механизму, исключительно серьезное влияние на Θ_0 и F_0 оказывает наличие на поверхности раздела сред так называемых активных пленок как органического, так и неорганического [279] происхождения, а также наличие пенных образований [122]. Последние приводят к многократному увеличению числа образующихся капель, в то время как воздействие активной поверхностной пленки, напротив, приводит к снижению аэрозольной продуктивности морской поверхности и значительному уменьшению высоты инжектирования частиц [93, 94, 222]. Появились также сообщения [99], что поверхностно-активные вещества оказывают влияние на более

¹ Указанный ветровой порог, по-видимому, неслучаен, так как он, как известно, соответствует моменту появления на гребнях волн пенистых образований — так называемых белых барашков.

поздние стадии существования морского аэрозоля в атмосфере, проявляющееся в изменении водности облаков и переноса излучения. Однако оба эти фактора требуют дальнейшего тщательного изучения.

1.1.3. Механизмы генерации аэрозолей из газовой фазы (*in situ*)

В реальных условиях, кроме морского или почвенно-эрозионного аэрозоля, атмосфера содержит значительное число мелких, субмикронных частиц. Наиболее тонкодисперсная фракция аэрозолей в атмосфере генерируется процессами газохимических реакций с образованием кластеров. В реальной атмосфере наиболее широко распространенным компонентом этого типа аэрозолей являются соединения серы, благодаря чему он получил название сульфатного. В стратосфере сульфатный аэрозоль продуцируется процессами фотохимических реакций с образованием частиц растворов серной кислоты. Среди других компонентов к этому типу источника аэрозолей принадлежат частицы воды или водных растворов, генерируемые в процессе ионной гидратации. В промышленных районах в результате ионных реакций образуются частицы сажи. Причем сам процесс полимеризации частиц сажи может происходить как путем образования кластеров, так и каталитически на поверхности уже существующих частиц субмикронной фракции. Далее обратимся к анализу процессов генерации сульфатного аэрозоля, имея в виду его широкую распространенность.

Поле как массовой, так и счетной концентрации сульфатного аэрозоля весьма изменчиво и подвержено сильному антропогенному влиянию. Наиболее вероятный уровень, отвечающий «фоновому» содержанию сульфатов, составляет 1 мкг/м^3 , в то время как в промышленно развитых районах концентрация сульфатов в среднем может повышаться до $13,5 \text{ мкг/м}^3$. Сульфатный аэрозоль составляет значительный процент в общей продукции атмосферных аэрозолей. Так, по данным [169], в аэрозоле над прибрежными водами Южной Калифорнии содержалось (по массе) 17,5 % сульфатов. В прибрежных водах Тихого океана 25 % общего объема аэрозоля (с размерами менее 1 мкм), содержащегося в 1 см^3 воздуха, имели сульфатный состав [203]. В Антарктике более 50 % частиц, собранных импакторами, представляли собой соединения серы в виде сульфатов и серной кислоты [105]. В воздухе над центральными районами Европы на высотах до 5 км зарегистрированы сульфатные частицы, составляющие 50 % всех частиц с размерами $0,28\text{—}0,55 \text{ мкм}$ и 50—100 % всех частиц, радиус которых лежал в диапазоне $0,18\text{—}0,25 \text{ мкм}$ ¹.

Обширный комплекс импакторных измерений, проведенных над Северной Америкой, Тихим океаном и некоторыми другими

¹ Или, по крайней мере, частицы, содержащие сульфаты.

океаническими и континентальными районами мира, показал, что осредненное по высоте массовое элементное отношение s/s_i варьировало от 0,5 до 1,24, достигая максимальных значений над океанами. Было также обнаружено, что в воздухе над ледяным щитом Гренландии 40 % массы аэрозольных частиц состоят из сульфатов [138]. Наконец, по данным химического анализа, от 30 до 80 % так называемых ядер Айткена (частицы с $r < 0,2$ мкм) в основном состоят из соединений серы [193, 301].

Таким образом, из этих и многих других экспериментальных наблюдений, указывающих на универсальную распространенность сульфатного аэрозоля, следует также, что, во-первых, на земной поверхности существуют мощные источники соединений серы, инжектируемой в атмосферу, и, во-вторых, сам сульфатный аэрозоль должен обладать способностью в высокой степени перемешиваться в атмосфере [139, 200, 215, 216, 226, 227, 255, 258, 259, 272, 277, 278, 295].

Анализ возможных источников соединений серы и их баланса в тропосфере достаточно сложен и до настоящего времени этот вопрос в значительной мере остается открытым.

Полагают, что одним из основных естественных источников серы в тропосфере является эмиссия H_2S , обусловленная процессами разложения микробами живых организмов и продуктов их жизнедеятельности, наблюдающимися преимущественно на болотистых площадях [285]. Хорошо известно, также, что в слабо проточных морях (например, Балтийском и Черном) в глубинных водах скапливается колоссальное количество H_2S . Однако до сих пор неясно, способен ли H_2S в значительных количествах преодолевать окислительный «фильтр», который должны представлять для него богатые кислородом поверхностные воды. Существуют данные, относящиеся к побережью Панамы и о. Барбадос [220], согласно которым концентрация сернистого газа снижается по мере удаления от побережья в глубь материка. С другой стороны, в работе [142] и более раннем исследовании [235] не обнаружено ни в поверхностных водах, ни в атмосфере над ними присутствия H_2S .

Мощными, но эпизодическими источниками H_2S являются извержения вулканов [192, 281]. Помимо естественных источников H_2S , существуют и антропогенно обусловленные: сероводород попадает в атмосферу при вымачивании древесины в целлюлозном производстве, из канализационных стоков очистителей, на некоторых стадиях переработки нефти и т. д. До сих пор нет достаточно надежных данных о концентрации H_2S в атмосфере, за исключением нескольких эпизодических измерений, согласно которым в районе островов Барбадос и Сал средняя объемная концентрация H_2S составляла соответственно $58 \cdot 10^{-3}$ и $6 \cdot 10^{-3}$ млрд $^{-1}$, а в районе береговой черты Майами — порядка $46 \cdot 10^{-3}$ млрд $^{-1}$. Помимо сероводорода, естественными источниками серы в атмосфере являются эмиссии таких соединений, как метилмеркантан CH_3SH , деметилсульфид $(CH_3)_2S$, а также SF_6 [276],

$\text{CH}_3\text{CH}_2\text{SH}$, $\text{CH}_2(\text{CH}_2)_2\text{SH}$, CH_3SSCH_3 , CS_2 и, наконец, SO_2 . За исключением последних двух, они образуются в результате биологических процессов, происходящих на поверхности планеты и в Мировом океане [223]. Однако имеются сведения, что эти соединения сопутствуют H_2S , поступающему в атмосферу в результате вышеупомянутых антропогенных воздействий [160]. Ввиду их низкой растворимости в воде Мировой океан, вообще говоря, должен являться значительным источником таких сероорганических веществ, однако до сих пор не изучены их окислительные реакции в воде, что, естественно, затрудняет адекватные оценки действительной мощности этого источника.

Тем не менее, попытки оценить мощность биогенного источника серы в атмосфере (H_2S + органические сульфиды) предпринимались. Согласно [159], $6 \cdot 10^{13}$ г этих газов продуцируется континентальной частью поверхности планеты, а океаны поставляют их в количестве порядка $5 \cdot 10^{13}$ г. По другим оценкам [162], эти цифры соответственно $0,5 \cdot 10^{13}$ г и $2,7 \cdot 10^{13}$ г. И в том и другом случае оценки были произведены косвенным образом, исходя из требований глобального баланса серы, и поэтому должны рассматриваться как ориентировочные.

Среди антропогенных источников серы в тропосфере следует прежде всего отметить двуокись серы. Хотя выше и отмечалось, что этот газ поставляется в атмосферу и естественными источниками (к которым в первую очередь относятся вулканы, геотермальные источники, кроме того, определенный вклад вносят и серосодержащие газы биогенного происхождения, способные окисляться в атмосфере до SO_2), однако общий объем SO_2 антропогенного происхождения, ежегодно поступающего в тропосферу, значительно превосходит поступления от извержений вулканов. Согласно [143], мощности этих двух источников оцениваются соответственно $65 \cdot 10^{12}$ и $2 \cdot 10^{12}$ г/год. Что же касается объема SO_2 , продуцированного в результате окисления биогенных газов, то ввиду малой изученности этого механизма, насколько нам известно, такие оценки не производились.

Измерения массовой концентрации SO_2 над Атлантическим океаном дали значение около 3 мкг/м^3 , или 3 млрд^{-1} [288]. По данным [194], максимум концентрации SO_2 наблюдается на широте приблизительно 50° с. ш. К югу и северу от этой широты содержание SO_2 падает. В районе Панамы концентрация SO_2 , по измерениям [106], составляла $0,05 \text{ млрд}^{-1}$ (табл. 1.1).

Антропогенные источники поставляют в атмосферу, помимо SO_2 , еще и целый ряд серосодержащих соединений (CS_2 , COS , SF_6 , SO_3 , H_2SO_4 и др.). Однако требуются еще значительные экспериментальные и теоретические исследования, для того чтобы оценить реальный вклад этих соединений в баланс серы в атмосфере.

Сведения по концентрациям некоторых соединений серы и других газовых компонентов, играющих важную роль в образовании сульфатного аэрозоля, приведены в табл. 1.1.

Таблица 1.1

КОНЦЕНТРАЦИИ НЕКОТОРЫХ ТРОПОСФЕРНЫХ ГАЗОВ (млрд⁻¹), ПО [288]

Газ	Средние широты	Тропическая зона	Полярная зона
H ₂ S	0,002—0,2	0,006	—
SO ₂	0,2—5,0	0,1—2,0	0,002—0,02
N ₂ O	200—400	250	240—260
NO ₂	1—3,0	0,5—5,0	0,2—2,0
NH ₃	1—10	1,0—20	—
(CH ₃) ₂ S	0,03—1,0	—	—
COS	0,03—0,1	—	—
CS ₂	0,03—0,3	—	—
CO	60—80	70—120 (южная полусфера)	60 (Южный полюс)
O ₃	30	15	25
ОН	1,3·10 ⁶ моль/см ⁻³	3·10 ⁶ моль/см ⁻³	5·10 ⁵ моль/см ⁻³

Концентрации озона испытывают различного рода вариации и прежде всего суточные и сезонные: содержание O₃ максимально летом и днем, минимально ночью и зимой. Колебания концентрации особенно значительны в средних широтах. Приведенные в табл. 1.1 значения O₃ типичны для приповерхностных слоев атмосферы, значения ОН суточно и сезонно осреднены для слоя 3 км, а значения N₂O — для тропической зоны.

Разнообразие серосодержащих соединений в атмосфере обусловлено и возможными их взаимодействиями с другими «фоновыми» атмосферными газами. Практически все окислительные процессы серосодержащих соединений, попадающих в тропосферу на определенной стадии своего развития, приводят к образованию соединений, время жизни которых представлено в табл. 1.2.

В расчетах были приняты следующие концентрации реагентов: [HO⁺] = 2·10⁶ моль/см³, [HO₂⁺] = 8·10⁸ моль/см³, [O] = 8 × 10⁴ моль/см³.

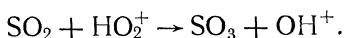
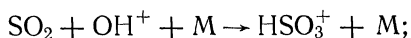
Таблица 1.2

ОЦЕНКИ ВРЕМЕНИ ЖИЗНИ В АТМОСФЕРЕ
ВАЖНЕЙШИХ СЕРОСОДЕРЖАЩИХ СОЕДИНЕНИЙ

Соединение	Основной реагент	Время жизни	
		секунды	сутки
H ₂ S	HO ⁺	9·10 ⁴	1
CH ₃ SH	HO ⁺	1·10 ⁴	0,2
CH ₂ CH ₂ SH	O ⁺	4·10 ⁶	50
CH ₃ SCH ₃	O ⁺	3·10 ⁵	3
SO	O ₂	7·10 ⁻³	8·10 ⁻⁸
COS	HO ⁺	5·10 ⁷	> 600
CS ₂	O ⁺	4·10 ⁶	50
SO ₂	HO ⁺	7·10 ⁵	9
SO ₃	H ₂ O	1·10 ⁻⁶	1·10 ⁻¹¹

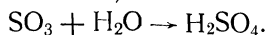
Доминирующую роль в образовании сульфатного аэрозоля играют газохимические превращения с молекулами SO_2 . Это обусловлено как огромным количеством «готового» SO_2 антропогенного и естественного происхождения, поступающего в тропосферу, так и склонностью SO_2 в ходе дальнейших окислительных реакций к образованию более окисленных, тупиковых форм (табл. 1.3).

Нетрудно видеть (табл. 1.3), что из гомогенных газофазных реакций окисления SO_2 наиболее важными являются взаимодействия с OH , HO_2 [121]:



Кроме того, не исключено, что реакции с алкилпероксирадикалами также могут быть, хотя и второстепенными, механизмами окисления SO_2 в условиях реальной атмосферы [300]. При участии гидроксила в дальнейшем окислении SO_2 остается нерешенным важный вопрос о том, что конкретно происходит с HSO_3 -радикалом, прежде чем образуется SO_3 .

С образованием SO_3 наступает последняя, очень быстро протекающая ступень окислительного процесса, а именно, образование серной кислоты (табл. 1.3):



Наиболее важным обстоятельством, характеризующим окислительные реакции 17—33, является тот факт, что образующиеся при этом соединения имеют низкое давление паров и, следовательно, должны легко выводиться по механизму гетерогенного взаимодействия с аэрозолями и различного рода подстилающими поверхностями.

В табл. 1.3 указан ряд реакций с фотовозбужденной молекулой SO_2 . Однако до сих пор не получены убедительные данные, которые свидетельствовали бы о таких взаимодействиях в реальной атмосфере, а также о существовании в атмосфере сложных молекулярных комплексов SO_2 , NO и разнообразных углеводородов.

Наибольший интерес представляет вопрос о газофазных реакциях с участием аммиака и его производных. Хотя сами по себе реакции 31—33 вполне реальны, однако имеются данные, указывающие на то, что серная кислота быстрее гидролизуеться во влажной атмосфере [170] и образование сульфата аммония происходит скорее всего не в газовой фазе, а в водных каплях или «мокрых» аэрозолях [257].

Таким образом, в соответствии с вышесказанным весь гомогенный цикл окислительных реакций серы, протекающих в атмосфере, может быть представлен упрощенной схемой I [160] (рис. 1.4).

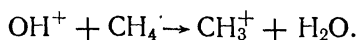
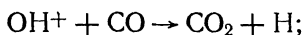
Заканчивая обсуждение гомогенного цикла окисления серы в атмосфере, отметим одно принципиально важное обстоятельство. Поскольку на ряде этапов окислительного процесса определяющим фактором оказывается наличие гидроксила, вопрос о его кон-

Таблица 1.3

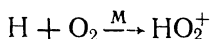
АТМОСФЕРНЫЕ РЕАКЦИИ ОКИСЛЕНИЯ ДВУОКСИ СЕРЫ И ЕЕ ПРОИЗВОДНЫХ

Номер реакции	Реакция	Скорость реакции см ³ /(моль·с)
1	$\text{SO}_2 + \text{O} \xrightarrow{\text{M}} \text{SO}_3$	$(2,0 \pm 0,6) \cdot 10^{-14}$
2	$\text{SO}_2 + \text{O}_3 \rightarrow \text{SO}_3 + \text{O}_2$	$< 1 \cdot 10^{-22}$
3	$\text{SO}_2 + \text{HO}^+ \xrightarrow{\text{M}} \text{HSO}_3$	$(6,7 \pm 0,7) \cdot 10^{-13}$
4	$\text{SO}_2 + \text{HO}_2^+ \rightarrow \text{SO}_3 + \text{HO}^+$	$(9,0 \pm 2,8) \cdot 10$
5	$\text{SO}_2 + \text{CH}_3^+ \rightarrow \text{CH}_3\text{SO}_2$	$(2,9 \pm 0,1) \cdot 10^{-13}$
6	$\text{SO}_2 + \text{CH}_3\text{O}_2^+ \rightarrow \text{SO}_3 + \text{CH}_3\text{O}$	$< 3,3 \cdot 10^{-15}, 3 \cdot 10^{-16}$
7	$\text{SO}_2 \xrightarrow{h\nu} \text{SO}_2^*$	
8	$\text{SO}_2^* + \text{M} \rightarrow \text{SO}_2 + \text{M}$	$(1,5 \pm 0,2) \cdot 10^{-13}$
9	$\text{SO}_2^* + \text{SO}_2 \rightarrow \text{SO}_3 + \text{SO}$	$(6,3 \pm 0,2) \cdot 10^{-13}$
10	$\text{SO}_2^* + \text{CO} \rightarrow \text{SO} + \text{CO}_2$	$(1,1 \pm 0,2) \cdot 10^{-14}$
11	$\text{SO}_2^* + \text{CH}_4 \rightarrow \text{CH}_3\text{SO}_2\text{H}$	$(2,0 \pm 0,3) \cdot 10^{-13}$
12	$\text{SO}_2^* + \text{CH}_3\text{CH}_3 \rightarrow \text{CH}_3\text{CH}_2\text{SO}_2\text{H}$	$(3,0 \pm 0,3) \cdot 10^{-11}$
13	$\text{SO}_2^* + \text{O}_2 \rightarrow \text{SO}_4^*$	
14	$\text{SO}_4^* + \text{O}_2 \rightarrow \text{SO}_3 + \text{O}_2$	
15	$\text{SO}_3 + \text{O} \rightarrow \text{SO}_2 + \text{O}_2$	$(5,6 \pm 0,9) \cdot 10^{-17}$
16	$\text{SO}_3 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{H}_2\text{SO}_4$	$(1,0 \pm 0,2) \cdot 10^{-12}$
17	$\text{H}_2\text{SO}_3^+ + \text{O}_2 \rightarrow \text{HSO}_5^+ + \text{H}$	
18	$\text{HSO}_5^+ + \text{NO} \rightarrow \text{HSO}_4^+ + \text{NO}_2$	
19	$\text{HSO}_5^+ + \text{SO}_2 \rightarrow \text{HSO}_4^+ + \text{SO}_3$	
20	$\text{HSO}_5^+ + \text{NO}_2 \rightarrow \text{HSO}_5\text{NO}_2$	
21	$\text{HSO}_4^+ + \text{O}_2 \rightarrow \text{HSO}_6^+$	
22	$\text{HSO}_4^+ + \text{NO}_2 \rightarrow \text{HSO}_4\text{NO}_2$	
23	$\text{HSO}_4^+ + \text{HO}^+ \rightarrow \text{H}_2\text{SO}_5$	
24	$\text{HSO}_6^+ + \text{NO} \rightarrow \text{HSO}_5^+ + \text{NO}_2$	
25	$\text{HSO}_6^+ + \text{SO}_2 \rightarrow \text{HSO}_5^+ + \text{SO}_3$	
26	$\text{HSO}_6^+ + \text{NO}_2 \rightarrow \text{HSO}_6\text{NO}_2$	
27	$\text{HSO}_4\text{NO}_2 \xrightarrow{h\nu} \text{HSO}_4^+ + \text{NO}_2$	
28	$\text{HSO}_5\text{NO}_2 \xrightarrow{h\nu} \text{HSO}_6^+ + \text{NO}_2$	
29	$\text{HSO}_5\text{NO}_2 \xrightarrow{h\nu} \text{HSO}_5^+ + \text{NO}_2$	
30	$\text{HSO}_6\text{NO}_2 \xrightarrow{h\nu} \text{HSO}_6^+ + \text{NO}_2$	
31	$\text{H}_2\text{SO}_4 + \text{NH}_3 \rightarrow \text{NH}_4\text{HSO}_4$	
32	$\text{NH}_4\text{HSO}_4 + \text{NH}_3 \rightarrow (\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$	
33	$(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4 + \text{NH}_4\text{HSO}_4 \rightarrow (\text{NH}_4)_3\text{H}(\text{SO}_4)_2$	

центрации приобретает особое значение [120]. Можно считать, что основными процессами, регулирующими концентрации гидроксила в атмосфере, являются его взаимодействия с CO и CH₄:



Однако эффективность влияния CO на [OH⁺] в значительной степени зависит от характера взаимодействия, в который вступает образующийся в ходе реакции



пероксирадикал.

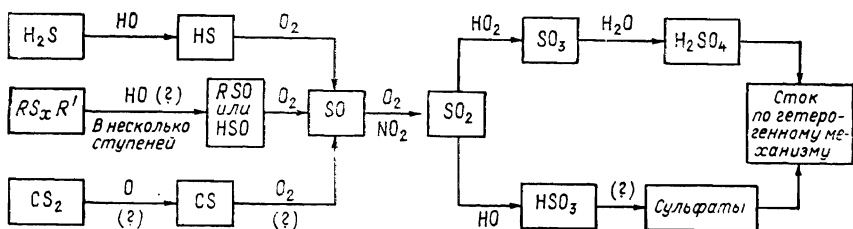
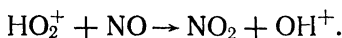


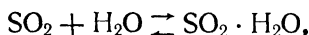
Рис. 1.4. Общий газофазный цикл окислительных реакций серосодержащих соединений в тропосфере.

Ранее считали, что HO₂⁺ вступает в реакцию с NO, в результате чего наступает регенерация гидроксила:

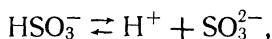
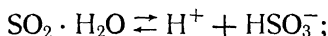


Однако по последним данным концентрация NO в тропосфере (см. выше) значительно ниже обычно принимавшейся в расчетах. В результате роль CO в регулировании процесса газофазного окисления серы в тропосфере резко возрастает. В связи с этим становится очевидным, что долгопериодные оценки образования сульфатного аэрозоля оказываются в значительной степени в функциональной зависимости от изменений (в том же масштабе времени) концентраций многих не содержащих серы газов-загрязнителей антропогенного происхождения.

Переходя к рассмотрению гетерогенных процессов, следует отметить, что в системе, где SO₂, содержащаяся в воздухе, находится в равновесии с SO₂, растворенной в дистиллированной воде:



возникает определенная концентрация физически растворенных ионов HSO₃⁻ и SO₃²⁻:



которые затем окисляются до SO_4^{2-} . Однако скорость окисления до сульфата контролируется величиной pH раствора и для систем с $\text{pH} < 6$ оказывается настолько малой, что не важна для атмосферных процессов [88]. Тем не менее появились данные [86], свидетельствующие о том, что присутствие в растворе ионов Fe^{2+} , Fe^{3+} и Mn^{2+} увеличивает скорость окисления SO_2 и снижает ее зависимость от температуры раствора. Количественные оценки скорости стока SO_2 в типичном городском облаке дают значения в зависимости от температуры и содержания ионов тяжелых металлов в диапазоне 0,08—2,0 % в час. Другим примером могут служить более ранние данные [203], согласно которым скорость окисления SO_2 увеличивается в присутствии таких катионов, как аммоний: превращение SO_2 в $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ является типичным процессом в облаках.

Другим гетерогенным окислительным процессом SO_2 в облаках, согласно расчетам [217], должно явиться взаимодействие SO_2 с озоном, приводящее к образованию кислотного сульфатного аэрозоля. Причем скорость этой гетерофазной реакции по подсчетам оказывается сравнимой со скоростями основных окислительных процессов в атмосфере. В теплых облаках (278 К) средней водности ($\geq 0,6$ г/м³) при средней объемной концентрации O_3 (≥ 50 млрд⁻¹) реакция окисления должна приводить к образованию субмикронных частиц за время ≤ 1 сут с молярным отношением $\text{NH}_4^+/\text{SO}_4^{2-} \geq 1,5$ и $\text{SO}_2/\text{SO}_4^{2-} \geq 4$ при концентрации сульфатного вещества 15—20 мг/м³. Для облаков большей водности ($\geq 0,9$ г/м³) этот процесс может обуславливать образование NH_4HSO_4 ($\text{NH}_4^+/\text{SO}_4^{2-} = 1,0$) в течение двух суток с аналогичным молярным отношением $\text{SO}_2/\text{SO}_4^{2-}$ и концентрацией сульфатного продукта. Эти расчетные величины подтверждаются экспериментальными данными, полученными в ходе аэрозольных измерений над восточной частью США и Северной Европой, что косвенно свидетельствует в пользу проведенных расчетов.

Превращение SO_2 в сульфаты в результате гетерогенной реакции газ — твердое тело может происходить по механизму хемосорбции (физическая адсорбция на гетерогенных катализаторах, которыми служат естественные твердые аэрозоли, является промежуточным эталоном этого процесса).

Поскольку до сих пор не определены скорости таких реакций, необходимо располагать одновременно информацией о концентрации SO_2 , точном химическом составе газовой среды, химическом составе аэрозольных частиц — гетерогенных катализаторов, их поверхностной структуре и химических свойствах поверхности (т. е. о наличии активных центров), концентрации и распределении по размерам частиц.

Сведения о скоростях реакций таких гетерофазных реакций крайне необходимы, так как без учета этого вида взаимодействия невозможно корректно оценить общую глобальную скорость окисления SO_2 в сульфаты.

Из вышесказанного следует, что образование молекул H_2SO_4 является одним из принципиальных этапов формирования сульфатного аэрозоля. Комбинация обычных тропосферных условий ($-20^\circ\text{C} \leq T \leq 40^\circ\text{C}$; $20\% \leq f \leq 100\%$, где f — относительная влажность) такова, что H_2SO_4 должна находиться в существенной степени в гидратированном, а скорее всего в жидком состоянии и, следовательно, такие аэрозольные частицы должны обладать сильными кислотными свойствами.

Это обстоятельство должно ограничивать количество свободной серной кислоты в тропосфере: реакция взаимодействия с атмосферными составляющими является естественным механизмом стока H_2SO_4 . При этом прежде всего имеется в виду взаимодействие с NH_3 . Это хорошо подтверждается экспериментальными данными: во-первых, сернокислотный субмикронный аэрозоль наблюдается лишь в областях с пониженной концентрацией аммиака (например, над районами, имеющими почвы с высокой кислотностью) и, во-вторых, значительные количества сульфата аммония в субмикронном аэрозоле наблюдаются в районах с высокой концентрацией NH_3 [290]. Взаимодействие атмосферной серной кислоты с аммиаком может приводить к образованию молекул NH_4HSO_4 , $(\text{NH}_4)_3\text{H}(\text{SO}_4)_2$ и, наконец, $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$.

В отличие от H_2SO_4 , NH_4HSO_4 образует кристаллики лишь при очень низкой относительной влажности (менее 30—40 %) и поэтому в атмосферных условиях существует как гидратированный, капельно-жидкий аэрозоль. Будучи полунейтрализованной формой сильной кислоты, NH_4HSO_4 своим присутствием в воздухе способствует понижению pH как в аэрозольных частицах, так и в дождевых каплях.

Летовицит $(\text{NH}_4)_3\text{H}(\text{SO}_4)_2$, обнаруженный в атмосфере относительно недавно, образуется, по-видимому, реже, чем NH_4HSO_4 и $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$. В атмосфере при $f \geq 68\%$ [109] он должен существовать в капельно-жидком виде.

Сульфат аммония $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ растворяется в поглощенной из воздуха влаге при $f \geq 80\%$. Благодаря гидролизу иона NH_4^+ образуется слабокислотный раствор, который, следовательно, обладает низкой реакционной способностью. Поэтому это соединение оказывается последней и наиболее стабильной формой сульфатного аэрозоля перед его выводом из атмосферы. Разумеется, гетерогенные взаимодействия серной кислоты с окружающей газовой средой в тропосфере приводят к образованию, помимо аммиака, сульфатов других элементов и соединений.

1.1.4. Генерация органического аэрозоля

Несмотря на то, что вопрос об органическом аэрозоле в литературе начал обсуждаться давно, наши сведения о свойствах этого типа аэрозолей до сих пор исключительно бедны и рудиментарны. Основываясь на самом понятии органического аэрозоля, к этому

типу аэрозолей будем относить: частицы, образующиеся *in situ* из органических молекул естественного и антропогенного происхождения; частицы, являющиеся продуктами взаимодействия растений и живых организмов с почвой и морской водой и попадающие в атмосферу под действием механических сил; пыльцу растений, споры, различного рода микроорганизмы, вирусы.

Уже из этого перечисления следует, что органический аэрозоль, как совокупное понятие, должен характеризоваться исключительно сложным химическим составом, весьма широким спектром распределения по размерам и универсальной распространенностью.

Действительно, по механизму образования *in situ* в атмосфере должны продуцироваться органические частицы в субмикронном диапазоне, в то время как механические процессы обуславливают инжекцию в атмосферу в составе почвенно-эрозионного и морского аэрозоля фракции крупных и гигантских частиц органического происхождения. Что же касается спор, вирусов и различного рода микроорганизмов, то их размеры, как правило, более 1 мкм, поскольку они обычно присутствуют в атмосфере в виде скоплений или объединяются с другими частицами. Таким образом, можно полагать, что общий диапазон распределения по размерам органического аэрозоля заключен между 10^{-3} — 10^{-2} и 10^2 мкм.

Хорошо известна способность частиц биологического происхождения переноситься на большие расстояния [81, 84]: например, споры грибов находили над Карибским морем, по крайней мере, в 1000 км от ближайшего источника, а пыльца обнаруживалась на расстоянии 2500 км от возможного района «эмиссии»; морские бактерии находили на расстоянии 130 км от побережья в глубь материка. Частицы биологического происхождения находили также на очень больших высотах. Результаты исследований природы высокотемпературных ($t = -4^\circ\text{C}$) биогенных ядер конденсации показали, что продукты естественного разложения зеленой массы растений Северной Америки, Европы и Азии, а также фитопланктоны в морской воде являются обильными источниками органического аэрозоля [256]. Наблюдения [298, 299] показали, что хвойные деревья, полынь, креозотовый кустарник и многие другие виды растений выделяют в атмосферу органические пары, которые под влиянием первичных фотохимических реагентов (предположительно окислов азота) образуют своеобразный органический смог, в виде дымки наблюдавшийся над джунглями Южной Америки, высокогорьями юго-восточной Мексики и летом над большей частью территории США. Аналогичные образования наблюдались и над лесными территориями СССР [20, 74].

По данным [196, 208], концентрация органического аэрозоля для фоновых условий (над морскими акваториями) составляет 2 мкг/м^3 , что не противоречит экспериментальным данным других авторов. Для тропосферного континентального органического аэрозоля эта величина принята равной 5 мкг/м^3 . Общее содержание органического вещества в тропосфере равно $8 \cdot 10^6$ т. Учиты-

вая, что время жизни органического аэрозоля составляет 10 сут, получаем общую продукцию органического аэрозоля приблизительно 300 т/год. Большая часть органического аэрозоля (75 %) продуцируется быстрыми газохимическими превращениями и лишь 25 % — за счет поступления готовых органических веществ. Эти оценки удовлетворительно согласуются с результатами [132, 133].

В заключение подчеркнем, что оценочные величины содержания органического аэрозоля столь значительны, что наряду с почвенно-эрозионным, солевым и сульфатными видами аэрозоля, традиционно считавшимися основными, органический аэрозоль непременно должен учитываться в общей схеме тропосферного аэрозоля.

1.2. ПОЛЕ КОНЦЕНТРАЦИИ, ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И МИКРОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОЧВЕННО-ЭРОЗИОННОГО (МИНЕРАЛЬНОГО) АЭРОЗОЛЯ

Поле концентрации, химический состав и микроструктура почвенно-эрозионного (минерального) аэрозоля характеризуются значительными пространственно-временными вариациями в силу особенностей механизма образования этого типа частиц, существенно нерегулярного географического распределения эродирующих участков земной поверхности и закономерностей атмосферной циркуляции.

1.2.1. Микрофизические свойства

Из рассмотрения механизма образования почвенно-эрозионного аэрозоля следует, что его дисперсность, микроструктура в приземном слое атмосферы должны в значительной степени определяться естественной микроструктурой почвы-источника и эффективностью пескоструйного эффекта сальтирующих частиц; последний же находится прежде всего в прямой зависимости от так называемой динамической скорости, или скорости трения v_* (см. разд. 1.1.1), определяемой для безразличной стратификации как

$$v_* = [(v_2 - v_1) k] \ln \frac{H_2}{H_1}, \quad (1.6)$$

где v_2 и v_1 — средние скорости ветра на высоте соответственно H_2 и H_1 ($H_2 > H_1$); k — постоянная Кармана [7, 146, 153].

Спектры размеров частиц почв были изучены в работах [7, 146, 153]. Важным результатом этих исследований явился тот факт, что частицы размерами 10—100 мкм и выше являются либо легко разрушающимися конгломератами (в случае глинистых почв), либо кварцевыми песчинками, облепленными более мелкими, преимущественно глинистыми частицами. Поднявшиеся

в воздух частицы характеризуются существенно бимодальной микроструктурой с фракциями мелких ($r < 0,5$ мкм) и крупных ($r > 0,5$ мкм) частиц. Соотношение между двумя этими фракциями сильно зависит от динамической скорости ветра: с ее увеличением усиливается пескоструйный эффект взвешенных частиц мелкодисперсной фракции, возникшей при разрушении частиц агрегатов-гигантов, а концентрация стремительно растет.

С момента попадания в воздух почвенной частицы с эффективным радиусом r , массой m и сечением A , перпендикулярным направлению движения, ее способность пребывать во взвешенном состоянии реализуется лишь в том случае, если ее

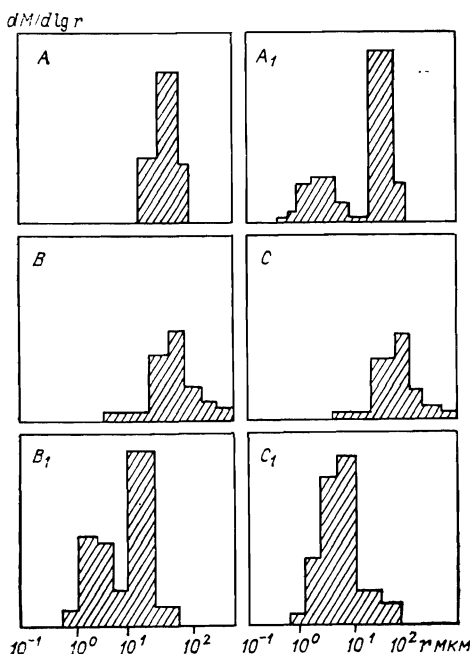


Рис. 1.5. Распределение по размерам числа частиц аэрозоля для двух типов почв при различных значениях динамической скорости v_* .

A, B, C — микроструктуры почвы для динамических скоростей v_* , соответственно равных 41, 29 и 45 см/с; A_1, B_1, C_1 — микроструктуры взвешенного пылевого облака на высоте 1,5 м над поверхностью почвы при тех же скоростях.

конечная скорость седиментации ($v_{\text{сед}}$) не превышает скорости вертикальной турбулентной диффузии v . При этом $v_{\text{сед}}$ определяется как

$$v_{\text{сед}} = \sqrt{\frac{2mg}{c_D A}} = \frac{\text{Re} \eta}{2r}, \quad (1.7)$$

где c_D — коэффициент вязкостного сопротивления, η — вязкость воздуха, Re — число Рейнольдса. Поэтому при данном значении $\bar{v}$ спектр распределения взвешенных частиц примерно одинаковой плотности должен трансформироваться в сторону резкого сокращения крупных и гигантских частиц. Это обстоятельство наглядно иллюстрируется гистограммами на рис. 1.5. Разумеется, реальные процессы, регулирующие формирование распределения частиц аэрозоля в приповерхностном слое, значительно сложнее, так как включают в себя, помимо седиментации, акты соударения, конденсации и адсорбции микропримесей газов, захвата и осаждения на препятствиях и поверхностях [20, 89]. Значительное влияние

на формирование спектров частиц может оказать влажность почвы и приземного слоя атмосферы [9, 167, 233].

На рис. 1.6, 1.7 и в табл. 1.4, 1.5 приведены примеры распределений частиц по размерам для схожих и резко различных условий образования и существования почвенно-эрозионного аэрозоля.

Представленные результаты наблюдений позволяют аппроксимировать полученные экспериментальные данные по микрострук-

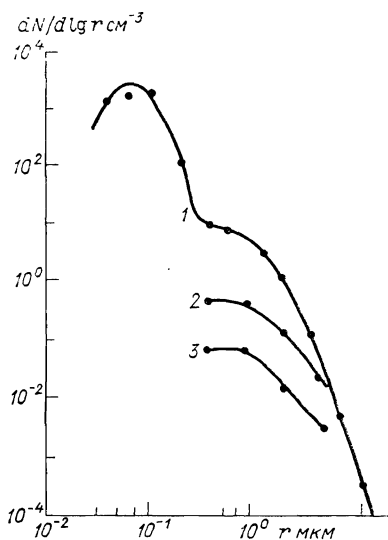


Рис. 1.6. Распределение по размерам числа частиц аэрозоля на высоте 3 м над поверхностью почвы в Хасвеле (штат Колорадо, США) (1) и над эродирующим полем на высотах 1,5 и 6 м в Западном Техасе (2, 3).

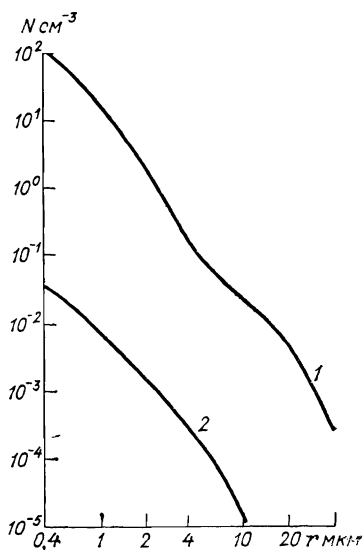


Рис. 1.7. Распределение по размерам числа частиц аэрозоля сахарского происхождения.

1 и 2 — случаи максимальной и минимальной концентрации частиц в районе «моря мрака».

туре аэрозоля аналитически. Получившая широкое распространение для описания микроструктуры атмосферного аэрозоля формула Юнге

$$\partial N / \partial r = A r^{-a}, \quad (1.8)$$

как правило, не применима для описания распределения числа частиц по размерам для пылевого аэрозоля, так как она завышает число частиц тонкодисперсной фракции аэрозоля, а входящий в расчетную формулу (1.8) параметр a оказывается зависящим от радиуса частиц r . Результаты измерений микроструктуры почвенно-эрозионного аэрозоля [19, 71, 72, 267, 280] свидетельствуют о том, что наблюдаемые распределения числа частиц по размерам являются более сложными функциями, которые можно описать в виде суперпозиции двух или более гамма-функций [18, 23, 32] или логарифмически нормальных функций [233, 239].

Таблица 1.4

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ АЭРОЗОЛЬНЫХ ЧАСТИЦ ПО РАЗМЕРАМ (см⁻³) ДЛЯ ПРИЗЕМНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ. РЕПЕТЕК, ОКТЯБРЬ 1970 г. [26]

Высота, м	Общая концентрация см ⁻³ (для $r \geq 0,2$ мкм)	Спектральные интервалы частиц, мкм					
		0,2—0,25	0,25—0,3	0,3—0,4	0,4—0,8	0,8—2,0	2,0—3,0
2	269	210	33	15	5	5	1
	188	90	53	26	10	7	2
	91	57	16	5	4	8	1
	80	58	13	7	0,5	1	0,5
5	330	202	45	30	15	5	3
	117	82	15	9	5	4	2
	103	60	18	17	4	3	1
	99	71	10	6	3	7	2
11	224	156	31	18	11	7	1
	131	110	14	2	3	2	1

Таблица 1.5

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ АЭРОЗОЛЬНЫХ ЧАСТИЦ ПО РАЗМЕРАМ [15]

Спектральные интервалы частиц, мкм	Место и время наблюдений		
	Северный Казахстан, лето 1968 г.	Курская обл. (Рыльск), лето 1967 г.	Ленинградская область, весна 1970 г.
0,01—0,03	4,03	3,0	8,0
0,03—0,05	18,0	18,0	14,0
0,05—0,08	3,48	4,2	5,0
0,08—0,10	0,8	1,5	1,8
0,10—0,20	1,08	5,0	3,5
0,20—0,25	0,344	0,37	0,407
0,25—0,30	0,204	0,205	0,165
0,30—0,40	0,242	0,16	0,17
0,40—0,50	0,076	0,12	0,15
0,50—0,75	0,078	0,05	0,035
0,75—1,00	0,028	0,022	0,021
1,00—1,50	0,012	0,026	0,015
1,50—2,00	0,0055	0,032	0,030
2,00—2,50	0,0046	0,0054	0,0025
2,50—3,00	0,002	0,0018	0,004
3,00—4,00	0,0012	0,003	0,0048

Примечание. Нормировка $\sum_{r=0,2}^{2} \Delta N(r) = 1$, высота забора проб 1—2 м.

По-видимому, более адекватной является функциональная зависимость для описания спектров размера частиц, которая получила название нормально-логарифмического закона [239]:

$$\frac{dN}{d \lg r} = \frac{0,434 N_0}{(2\pi)^{1/2} \lg \sigma} \exp \frac{(\lg r - \lg r_m)^2}{2 \lg^2 \sigma}, \quad (1.9)$$

где r_m — средний радиус частиц, σ — дисперсия распределения. При этом оказывается, что в таком случае счетное распределение легко преобразовать в распределения объемов и поверхностей частиц, используя следующие соотношения:

$$\ln r_V = \ln r_m + 3 \ln^2 \sigma, \quad (1.10)$$

$$\ln r_S = \ln r_m + 2 \ln^2 \sigma, \quad (1.11)$$

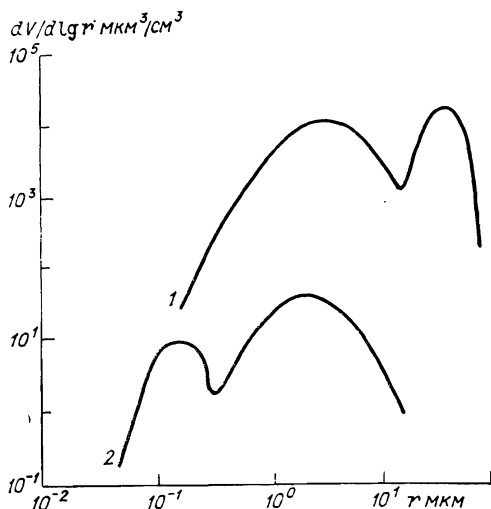


Рис. 1.8. Типичные распределения частиц аэрозоля для случаев высокой (1) и низкой (2) запыленности приземного слоя атмосферы [27].

где r_V и r_S соответственно средние радиусы в объемном и поверхностном распределениях.

Как было показано впервые К. Уитби [301], представление результатов в виде $dN/d \lg r$ и $dS/d \lg r$ позволяет выявить определенные закономерности распределения по размерам атмосферного аэрозоля и соотнести эти закономерности с конкретными физическими процессами, их обусловившими.

На рис. 1.8 показаны типичные кривые распределения для случаев высокой и низкой запыленности атмосферы в приземном слое. Эти кривые характеризуются наличием трех мод: А ($1 \text{ мкм} < r < 10 \text{ мкм}$); В ($10 \text{ мкм} < r < 100 \text{ мкм}$) и С ($0,02 \text{ мкм} < r < 0,5 \text{ мкм}$). Оставляя в стороне вопрос о моде С, которая оказывается обусловленной не почвенной продукцией аэрозоля, а аэрозолем, образовавшимся в процессе газохимических превращений *in situ* (см. разд. 1.1.3), обратимся к рассмотрению мод А и В.

Как видно из данных на рис. 1.8, мода *B* характерна лишь для условий повышенной запыленности, тогда как мода *A* присутствует в спектрах при любых уровнях запыленности. Химический анализ аэрозоля моды *A* свидетельствует о том, что это в основном частицы глинистого состава, тогда как оказывается, что частицы моды *B* состоят преимущественно из кварцевых крупинок, поверхность которых покрыта мелкими глинистыми частичками. Отсюда нетрудно видеть, что речь идет о типах аэрозольных почвенных частиц, уже обсужденных выше в связи с механизмом образования этого типа аэрозоля: частицы моды *B* в значительной степени произошли из тяжелых частично деструктированных сальтирующих частиц, инжектированных в атмосферу интенсивными вертикальными турбулентными потоками, характерными для пыльных бурь, в условиях которых и наблюдается эта мода. Частицы же моды *A* обязаны эффекту пескоструйной дезагрегации крупных частиц и взмучивания мелкодисперсной пыли преимущественно глинистого происхождения. Поскольку, как отмечалось выше, частицы этой моды обнаруживаются в воздухе и в отсутствии интенсивной эрозионной деятельности, они могут быть также перенесены адвекцией из достаточно удаленного источника.

Подтверждением такой идентификации мод *A* и *B* могут служить результаты исследования поведения этих мод на разных расстояниях от поверхности. Сравнение спектров распределения $dN/d \lg r$ и $dS/d \lg r$ на уровнях 2 и 6 м отчетливо выявляет уменьшение концентрации аэрозоля моды *B* и инвариантность моды *A*. Это свидетельствует о существенности седиментационных процессов лишь для моды *B* и о большом времени жизни частиц моды *A*, другими словами, об их способности к значительным адвекционным перемещениям. При этом важно отметить, что в указанных условиях оптические свойства аэрозольной компоненты будут, разумеется, в основном определяться аэрозолем моды *A*.

Реальные распределения частиц почвенного аэрозоля по размерам в условиях легкой запыленности и значительной дальности видимости представлены на рис. 1.9. Измерения, проведенные сотрудниками Национального центра атмосферных исследований (НЦАИ) США, показывают на высоте 3 м над поверхностью в штате Колорадо четкую бимодальность аэрозоля (моды *A* и *C*), причем химический анализ частиц моды *A* показал, что это частицы глинистого происхождения. Наличие двух мод зарегистрировано также и в измерениях Г. Свердрупa и др. [280].

Данные, полученные Паттерсоном по измерениям частиц радиусом 0,2—10 мкм, с самолетов над пустыней на северо-западе Индии также свидетельствуют о существовании в этих условиях моды *A*.

Распределение частиц, полученное в ходе исследования сахарского аэрозоля, — мономодальное [245, 246]. Авторы сообщают, однако, что частицы с $r < 0,4$ мкм имели серый цвет и отличались по цвету от более крупных, красновато-коричневых. При этом концентрация частиц первого сорта не обнаруживала корре-

ляции с частицами второго сорта, что, естественно, побудило авторов считать эти частицы продуцированными различными источниками. Таким образом, фактически и в этом случае была зафиксирована бимодальность микроструктуры аэрозоля, соответствующая определенным выше модам А и С.

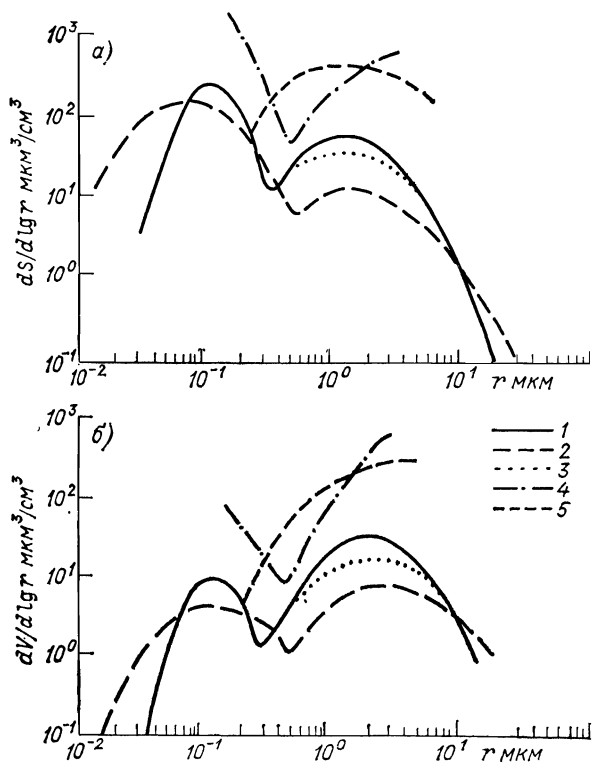


Рис. 1.9. Распределения по площади (а) и объему (б) числа частиц аэрозоля в условиях легкой запыленности.

Данные измерений: 1 — НЦАИ на уровне 3 м над поверхностью, 2 — Свердруп, 3 — Савау и Просперо (сахарский аэрозоль), 4 — по программе КЭНЕКС, 5 — Паттерсона.

Микрофизические данные, полученные в ходе выполнения программы КЭНЭКС [19, 25] в пустыне Каракум (см. Репетек) по измерениям на уровне 2 м над поверхностью, также обнаруживают бимодальность кривых распределения (рис. 1.9). Однако, в отличие от предложенного в [239] отнесения моды С к аэрозолю, образовавшемуся *in situ*, концентрации частицы с $r < 0,2 \text{ мкм}$ в работе [26] были отнесены к мельчайшим гематитовым частичкам почвенного происхождения.

Вычисления параметров нормально-логарифмических распределений $dN/d \lg r$ и $dS/d \lg r$, наиболее адекватно описывающих

обсуждавшиеся экспериментальные данные о микрофизических характеристиках почвенного аэрозоля для различных точек земного шара, выявили неожиданное постоянство характеристик моды *A* [239]. Значения $r_s = 1,5$ мкм, $r_v = 2,8$ мкм, $r_n = 0,4$ мкм и $\sigma = 2,2$ можно считать репрезентативными для условий слабой запыленности. Для случая средней и сильной запыленности величины r_s и r_v соответственно равны 2,7 и 2,9 мкм, а $\sigma \approx 2,1$. Характеристики моды *B* более изменчивы: r_s принимает значения от 15 до 32 мкм, r_v — от 20 до 35 мкм, а σ варьирует от 1,4 до 2,0. Здесь же можно отметить большое постоянство параметров моды *C*, однако подробнее об этом будет сказано ниже.

Заканчивая обсуждение микроструктуры аэрозоля, можно отметить, что причина, по которой нормально-логарифмические распределения более адекватно, чем степенной закон Юнге, описывают спектр размеров частиц аэрозоля, возможно, кроется в свойстве центральной предельной теоремы. Из этой теоремы следует, что если статистическая переменная есть результат процесса, в котором выход пропорционален уже достигнутой величине переменной, то ее статистическое распределение должно быть нормально-логарифмическим. Поскольку процессы, определяющие выживание аэрозольной частицы в воздухе, действительно являются функцией приобретенного ею размера, то нормально-логарифмическое распределение является, по-видимому, естественным свойством этой системы. По этой же причине реальную кривую распределения счетной концентрации любой сложности можно аппроксимировать суперпозицией нескольких логарифмически-нормальных распределений в соответствии с числом независимых кооперирующих источников [301].

Изучение вертикальных профилей микрофизических характеристик аэрозоля почвенного происхождения свидетельствует об уменьшении с высотой среднего радиуса частиц r_n за счет снижения доли крупных частиц по механизму седиментации. Так, по наблюдениям в районе ст. Репетек в октябре 1970 г., доля частиц в интервалах 0,6—1,2 мкм и более 1,2 мкм с увеличением высоты от уровня моря до 8 км уменьшалась соответственно в 5 и 17 раз, в то время как количество частиц мелкой фракции (менее 0,3 мкм), испытывая незначительные флуктуации, оставалось практически неизменным [25]. Данные, полученные по измерениям над пос. Анката в июле 1971 г. при изменении высот забора проб с 400—450 до 6000 м, дают результаты, соразмерно сходные с данными, полученными по измерениям над ст. Репетек. Уменьшение доли частиц в интервалах 0,75—1,25 мкм и более 2 мкм составляет 2—4 и 2—13 раз соответственно, при этом наблюдается значительная стабильность доли частиц с $r \leq 0,25$ мкм. Следует, однако, отметить, что общее правило уменьшения концентрации гигантских частиц с высотой иногда нарушается. В ряде случаев наблюдался даже их рост, что, по-видимому, может быть объяснено адвекцией на этих высотах сильно запыленного воздуха из

источника, находящегося в зоне очень интенсивных вертикальных турбулентных потоков [25, 126].

Модельные расчеты изменений спектра размеров частиц с высотой в тропосфере с учетом динамических процессов и удаления аэрозоля, а также внутриоблачного и подоблачного вымывания показывают, что постепенный сдвиг максимума кривой распределения счетной концентрации по размерам в субмикронную область сопровождается довольно резким уменьшением концентрации не только гигантских частиц, но и частиц с $r \cdot 5 \cdot 10^{-6}$ см [97]. Это

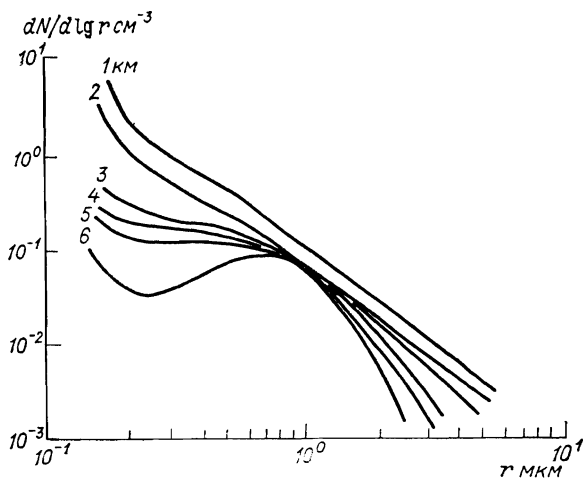


Рис. 1.10. Распределение по размерам числа частиц аэрозоля на высотах от 1 до 6 км в штате Небраска [96].

приводит к формированию довольно узкого спектра размеров частиц аэрозоля в тропосфере с максимумом при $r = 0,1 \dots 0,2$ мкм. Однако эти выводы не всегда согласуются с результатами высотного зондирования распределения счетной концентрации почвенно-эрозионных частиц. Например, измерения [96], проведенные над пустынной поверхностью в штате Небраска (рис. 1.10), отчетливо выявляют сужение спектра размеров аэрозольных частиц с высотой и смещение максимума счетной концентрации в область 0,5 мкм.

Рассмотренные выше результаты исследований дают основание считать моду A почвенного аэрозоля наиболее репрезентативной для этого типа аэрозоля. Частицы моды A в определяющей степени формируют оптические свойства собственно почвенного аэрозоля в тропосфере [95—97, 301].

1.2.2. Общая продукция почвенно-эрозионного аэрозоля и основные регионы-источники

В табл. 1.6 представлены данные о глобальных выбросах почвенно-эрозионного аэрозоля в атмосферу. Различные способы оценок и косвенность их обобщения в глобальном масштабе приводят к существенным неопределенностям в значениях W .

Таблица 1.6

ДАННЫЕ, ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ПРИ ОЦЕНКЕ ГЛОБАЛЬНЫХ ВЫБРОСОВ W ПОЧВЕННО-ЭРОЗИОННОГО АЭРОЗОЛЯ В АТМОСФЕРУ, ПО [81]

W млн. т/год	Данные
1100	Данные 15 станций в США по годовому выпадению пыли, экстраполированные на остальную часть поверхности суши планеты, потенциально подверженной эрозии
500	Концентрация пыли принята равной 5 мкг/м^3 в первом 5-километровом слое, количество циклов удаления в год 40, скорость океанической седиментации $0,1 \cdot 10^{-3} \text{ г/см}^2$ в год
500	Экстраполяция оценок Вадлея для пыли, возникшей в результате естественной эрозии и эрозии, вызванной сельскохозяйственной деятельностью на территории США
6—600	Разброс оценок по различным литературным данным, собранным С. Джадсоном
200	Концентрация пыли принята равной 10 мкг/м^3 в слое атмосферы до 1 км и $0,1 \text{ мкг/м}^3$ выше этого слоя, при времени жизни соответственно 3 и 5—30 сут.
70—100	Данные по отложениям пыли в ледниках
380	Скорость океанической седиментации принята равной $0,5 \times 10^{-3} \text{ мм/год}$, плотность $1,5 \text{ г/см}^3$

По-видимому, можно с уверенностью сказать, что оценка величины выбросов аэрозоля порядка 70—100 млн. т/год по данным отложения пыли в ледниках явно занижена, поскольку следует учитывать, что ледники расположены на высотах более 2—3 км. В то же время экстраполяция по данным 15 американских станций приводит к завышенной оценке ($W \sim 1$ млрд. т/год), так как практически во всех исследовавшихся районах США реализуются условия, исключительно благоприятствующие эрозии почвы и эмиссии в атмосферу аэрозоля [154]. Последние едва ли можно считать типичными для всех без исключения других регионов-источников почвенно-эрозионного аэрозоля. Из сказанного выше, можно принять величину порядка 500 млн. т/год за среднюю годовую продуктивность рассматриваемого типа аэрозоля.

Как отмечалось выше, сам механизм образования почвенного аэрозоля предполагает весьма неоднородное распределение поля эмиссии, определяемое прежде всего мощностью источников. Последние по этому принципу делятся на локальные и глобальные.

К числу глобальных источников прежде всего следует отнести Сахарский регион и еще малоизученные в этом отношении гигантские пустыни Азии — Гоби и Такла-Макан [57, 248].

Локальные источники, разумеется, более многочисленны, но менее мощные и их вклад в запыленность атмосферы проявляется в нижнем тропосферном слое над определенными регионами мира (размеры и географическое положение которых определяется сезонным состоянием мезо- и макромасштабных циркуляций) и оказывается существенным лишь в определенные периоды года.

В СССР из наиболее значительных локальных источников следует назвать пустыни Средней Азии, полуаридные зоны на северо-западе Казахстана и севере Предкавказья (Сальские степи, Ергени, Прикаспийская низменность), некоторые районы европейского нечерноземья СССР [6, 7, 29]. В Западной Европе — это части территории Англии, Франции и Бельгии. На Азиатском континенте вне Советского Союза — это область лёссовидных суглинков Северного Ирана, пустыни Аравийского полуострова, Пакистана, северо-восточной части Индии, аридные и полуаридные зоны Монголии и Китая. В Южной Африке — это пустыня Калахари, в северо-восточной ее части — пустыни Огаден и Нубийская пустыня. На Северо-Американском континенте — это прежде всего штаты Нью-Мексико, Техас, Небраска, Невада, Колорадо и Аризона в США [56], а также обширные районы Мексики.

Разумеется, этот список весьма неполный. Подробные статистические данные о локальных источниках пыли над различными географическими районами мира собраны и проанализированы в работе [189]. Из глобальных источников наиболее подробно изучен регион пустыни Сахара в Африке [57, 245]. Как показывает анализ телевизионных и ИК изображений со спутников, пылевые выносы над Атлантикой зарождаются в Западной Сахаре в зонах пустыни, опустыненных саванн и частично саванн в пределах гигантского «амфитеатра», который окружен с севера, востока и юга возвышенностями и горами Атласа, Ахаггара, гвинейского побережья и их предгорьями. Хотя эта «стена» из возвышенностей не является непрерывной и весьма разновысотна, а на юге она отступает за пределы Сахары, в целом подобные макроочертания рельефа в определенной степени оказывают влияние на атмосферную циркуляцию нижней тропосферы в этой части континента и ориентируют воздушные потоки в направлении выхода из рассматриваемого естественного амфитеатра с северо-востока на юго-запад и с востока на запад, в направлении к Атлантике.

Что касается азиатских пустынь Такла-Макан и Гоби, то появились сведения, что в апреле 1976 г. гигантское пылевое облако, возникшее в результате разразившихся в этих районах пылевых бурь, потоками воздушных течений было перенесено в Арктику и наблюдалось, в частности, на Аляске [248]. Оценки показывают, что при скорости перемещения пылевого облака 80 км/ч оно переносило в Антарктиду порядка $4 \cdot 10^3$ т пыли в час

и за пять дней, в течение которых это облако перемещалось над Аляской, было перенесено около полумиллиона тонн азиатской пыли. Подсчитано, что для обеспечения пылевого потока такой мощности в пустынях Такла-Макан и Гоби должен был быть поднятым в воздух поверхностный слой толщиной 0,2 мкм с площади $10 \times 10^\circ$ широты.

Нужно признать, что до настоящего времени, за исключением глобального очага пылевых выносов в северо-западных районах Сахары, сведения о других глобальных источниках почвенного аэрозоля либо крайне скудны, либо отсутствуют вовсе, в то время как из общих соображений абсолютно ясно, что такие великие азиатские пустыни, как Такла-Макан и Гоби, пустыни Аравийского полуострова и северо-восточных районов Африки, пустыни Северной Индии и Пакистана, благодаря особенностям крупномасштабных атмосферных циркуляций в этой части мира могут служить и наверняка служат мощными источниками пыли над обширными акваториями Тихого и Индийского океанов.

1.2.3. Поле концентрации и химический состав

Наибольшая концентрация пыли наблюдается в районах-источниках в момент ее инжекции в атмосферу. Обширные исследования по программе КЭНЭКС показали, что концентрация твердых частиц ($r \geq 0,2$ мкм) в районах пылевых бурь составила в среднем 10—20 мг/м³ [26]. Измерения в Техасе в период пылевых бурь (при видимости от нескольких километров до десятков метров) определили диапазон изменений концентрации частиц ($0,6 \text{ мкм} < r < 10 \text{ мкм}$) на высоте 2 м от $2 \cdot 10^{-3}$ до $4,4 \cdot 10^{-1}$ г/м³ [238]. Концентрация частиц минерального аэрозоля в приземном слое ряда сельских местностей США с невысоким уровнем эрозии почв составляет 30—40 мкг/м³ [129], а в восточных районах Австралии для частиц с $r > 0,2$ мкм она варьирует в пределах 25—250 мкг/м³ [155]. Концентрация пыли в сахарском аэрозольном слое (САС) в Атлантике, на островах Сал ($16^\circ 45'$ с. ш., $22^\circ 5'$ з. д.) и Барбадос ($13^\circ 10'$ с. ш., $59^\circ 25'$ з. д.) и на побережье Майами ($25^\circ 45'$ с. ш., $80^\circ 15'$ з. д.) изменялась в пределах 70—200, 30—60, 7—50 мкг/м³ соответственно [266]. Минимальная концентрация пыли на о. Барбадос, зарегистрированная в 1968 г., составляла 5 мкг/м³, что лишь в 5 раз превышает концентрацию аэрозоля над Гренландией, которая может рассматриваться как концентрация «фонового» аэрозоля. Следует иметь в виду, что доля почвенных частиц в фоновом аэрозоле над поверхностью океана в удаленных от берегов районах северного полушария, непосредственно не подверженных влиянию пылевых выносов, составляет 0,1 мкг/м³. В районах Арктики и особенно Антарктиды она оказывается меньшей ($1 \cdot 10^{-5}$ мкг/м³ для частиц с $r > 0,5$ мкм) [119].

Рассматривая вертикальные профили концентрации пылевого аэрозоля, можно сказать, что последние значительно зависят от

условий мелко- и крупномасштабной циркуляции атмосферы. В условиях, отвечающих начальной стадии развития пылевой бури, концентрация аэрозоля уменьшается с ростом высоты по экспоненциальному закону, в то время как в условиях пылевого выноса, а также при спокойном состоянии тропосферы в зоне активного турбулентного обмена концентрация аэрозоля с высотой изменяется слабо. Значительные различия микроструктурных характеристик аэрозоля с высотой наблюдаются в пограничной зоне атмосферы. Выше зоны активного турбулентного обмена концентрация пылевого аэрозоля быстро падает вплоть до уровня фонового аэрозоля. Высота зоны активного турбулентного обмена зависит от метеоусловий на поверхности планеты и коррелирует с температурой воздуха в пограничном слое атмосферы. Для летних условий среднего пояса Земли зона активного турбулентного обмена ограничивается высотами 2,5—3 км, в то время как в условиях жаркого лета в пустынях, когда температура в пограничном слое атмосферы достигает 40—50 °С, зона активного турбулентного обмена может достигать 5—6 км над уровнем моря [32].

Рассмотренные выше качественные выводы подтверждаются результатами измерений счетной концентрации частиц почвенного аэрозоля [26] над пустыней Каракум и над пос. Анката в Северном Казахстане, проведенных в рамках программ КЭНЭКС и ГАРЭКС [26, 28, 214], а также измерениями по программам ASTRA [27, 212], GAARS [27, 29, 127, 128], АТЭП [246—250].

Многие исследователи обнаружили слоистую структуру тропосферного аэрозоля [27, 251—253]. Природа аэрозольных слоев в нижней тропосфере не вполне ясна. Можно полагать, что она определяется в значительной мере процессами адвекции воздушных масс и условиями стратификации атмосферы на этих высотах. В условиях пылевого выноса над океаном нижние слои атмосферы на высотах менее 1 км обычно обеднены пылевым аэрозолем и концентрация пылевого аэрозоля здесь сильно уменьшается с высотой. Вертикальные профили концентрации пылевых частиц ($r \leq 0,2$ мкм), полученные в ходе выполнения программы АТЭП, свидетельствуют о том, что в зоне САС основная масса аэрозоля заключена в слое 1,5—7 км с максимумом счетной концентрации на высотах 3—5 км. Уменьшение концентрации аэрозоля от нижней границы аэрозольного облака к поверхности моря объясняется захватом частиц гребнями волн и брызгами. При этом происходит преимущественный сток грубодисперсной фракции пылевого аэрозоля.

Вполне естественно, что химический состав почвенно-эрозионного аэрозоля, по крайней мере в приповерхностном слое атмосферы, в основном должен соответствовать химическому составу почвы, послужившей его источником. Правда, при этом следует иметь в виду, что микрохимические характеристики подвергающегося эрозии самого верхнего слоя почвы могут отличаться от состава нижерасположенных слоев почвы в сторону обогащения

микроэлементами за счет выщелачивания почвы и подъема к поверхности по капиллярному механизму раствора продуктов выщелачивания. Кроме того, определенная неидентичность почвенного аэрозоля химическому составу почвы-источника может определяться тем обстоятельством, что не все минералы и другие почвенные продукты одинаково диспергируются в процессе эрозии.

В большинстве случаев минеральный состав почвенного аэрозоля включает в себя кварц и другие соединения кремния, глиноземы, карбонаты и кальциты, окиси железа, гипс; кроме того, почвенный аэрозоль содержит, как правило, определенное количество микроэлементов и сравнительно небольшое количество органических веществ. Обширный цикл исследований содержания различных веществ и элементов в почвенном аэрозоле выполнен сотрудниками ЛГУ [20, 25]. В табл. 1.7 приведены данные о содержании ряда элементов в аэрозоле приземного слоя воздуха в Репетеке и Анкате.

Таблица 1.7
СОДЕРЖАНИЕ НЕКОТОРЫХ ЭЛЕМЕНТОВ (мкг/м³)
В АЭРОЗОЛЕ ПРИЗЕМНОГО СЛОЯ ВОЗДУХА

Элемент	Место и время измерений	
	Репетек, октябрь 1970 г.	Анката, август 1971 г.
Mg	1,2±0,8	0,1±0,05
Mn	0,02±0,01	0,02±0,02
Pb	0,07±0,2	0,1±0,2
Fe	1,5±1,5	1,0±2,0
Si	5,0±3,0	2,0±3,0
Al	0,4±0,5	0,2±0,3
Ca	1,7±3,5	3,5±5,0
Ni	0,03±0,01	0,02±0,02
Zn	0,1±0,5	0,1±0,2
Cu	0,03	0,03
Cr	0,03±0,04	0,03±0,03
SO ₄ ²⁻	Данных нет	1,5±2,0

Большую часть аэрозольных частиц над пустыней Каракум составляют частицы кварца. Существенная доля частиц содержит кальций. Электронно-микроскопический анализ показал почти полное отсутствие в пробах кристаллов NaCl. Содержание в аэрозоле таких элементов, как Fe, Ca, Zn, было весьма неустойчивым, что может указывать либо на преимущественное существование соединений этих элементов грубодисперсной фракции аэрозоля, либо свидетельствует о нестабильности источника частиц, содержащих эти элементы.

В аэрозоле над пос. Анката наблюдалось высокое содержание таких элементов, как Ca и Al. Интересно отметить, что как в Анкате, так и в Репетеке в утренние часы отмечалось увеличение содержания в аэрозоле Fe. Анализ суточного хода содержания

различных элементов в аэрозоле приземного слоя в Репетеке и Анкате не позволил обнаружить какой-либо отчетливой закономерности.

Минералогический состав почвенно-эрозионного аэрозоля (штат Техас, США) для двух типов почв (табл. 1.8) показал, что частицы размером 10—100 мкм практически имеют исключительно кварцевую основу и покрыты сверху мелкими частичками глины; частицы же, размеры которых лежат в диапазоне 1—10 мкм, состоят из глинистых минералов, в основном иллита [151].

Таблица 1.8
МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДВУХ ТИПОВ
ПОЧВ (%), ИССЛЕДОВАВШИХСЯ В ШТАТЕ ТЕХАС,
США [151]

Минерал	Тип почвы	
	I	II
Песок ($r > 25$ мкм)	96,8	81,5
Ил ($1 \text{ мкм} < r < 25 \text{ мкм}$)	1,4	8,5
Глина ($r < 1 \text{ мкм}$)	1,8	10,0

Рентгеноскопический анализ проб техасского аэрозоля [152] показал, что при приблизительно равном соотношении иллита и монтмориллонита в почве содержание алюминия варьирует между 8,9 и 19,4 %. В ходе работы было подтверждено мнение, ранее высказывавшееся на основе анализа фотоснимков аэрозоля, что мелкие частицы в основном состоят из иллита и монтмориллонита, тогда как крупные представляют собой песчинки, покрытые сверху более мелкими глинистыми частичками. Силикатные глины, кальциты, нитраты, связанный углерод, гипс и кварц обнаружены в пробах почвенного аэрозоля в пустынях Израиля, в зоне Панамского канала и штате Нью-Мексико [254]. В частности, качественный анализ проб почвенного аэрозоля, собранного в пустыне Уайт-Сэндс (штат Нью-Мексико, США) [221], показал, что частицы, размер которых превосходил несколько микрометров, состоят главным образом из монтмориллонита, иллита, каолинита, кварца, кальцита, гипса.

Глинистые алюмосиликатные частицы были обнаружены и при анализе проб на органический компонент почвенного аэрозоля в штате Техас (США) во время пылевой бури [125]. Супесковый характер почвы и наличие в ней органических веществ определили структуру аэрозоля в виде агрегатов минеральных крупинки, удерживаемых вместе поверхностными силами и цементирующими органическими агентами¹. В почвах органический компонент,

¹ Для глинистых почв, кристаллы которых имеют относительно большие поверхностные площади, цементирующее действие органического компонента реализуется за счет водородных связей, которые он легко образует с поверхностью.

обычно не превосходящий 1—2 %, представляет собой чрезвычайно сложную по составу массу, содержащую живые организмы, фрагменты умерших организмов, биологически синтезированных соединений, а также целый набор продуктов разложения и их производных [27].

В пробах аэрозоля, собранного над Репетеком и Анкатой, весовая концентрация органического компонента почвенного аэрозоля составляла 2 мкг/м³ [25]. Относительная концентрация органического компонента в атмосферном аэрозоле в 10—20 раз превосходила его концентрацию в почве.

Изучение проб, взятых в Скотсблaffe (штат Небраска, США) и Дес-Воли (штат Калифорния, США), показало, что почвенный компонент аэрозоля для частиц с $r > 0,3$ мкм характеризуется стабильным отношением Ti/Si, K/Si и Ca/Si как по месту взятия проб, так и на высотах до 10 км [145]. По-видимому, это действительно является имманентным свойством почв, поскольку логарифмически-нормальное распределение этих отношений в аэрозоле (сохраняющееся с высотой) характерно и для почв [260].

Большой интерес представляют данные о химическом составе аэрозоля почвенного происхождения, переносимого из Африки и азиатских пустынь соответственно через Атлантику к восточным берегам Северной Америки и через Тихий океан к западному ее побережью в районе Аляски [57, 153, 245—249].

Регионы очагов пылевых выносов сахарской пыли характеризуются сочетанием двух основных типов подстилающей поверхности: каменистых равнин и песчаных массивов — эргов. Пески эргов Сахары, в основном кварцевые по составу, преимущественно мелкозернистые, с преобладанием фракции 0,25—1,1 мкм. Характерная окрасенность в красноватый цвет обусловлена наличием на песчаных зернах железистой пленки — коры пустыни, состоящей из Fe₂O₃. Локальное распределение в рассматриваемом районе имеют светлоокрашенные (белые, желтоватые) пески, более молодые по возрасту по сравнению с красноватыми. Наконец, в южной части исследуемого района, в пределах аллювиальной низменности р. Нигер, распространены аллювиальные песчаные и глинистые (на сухих болотах) отложения очень светлой окраски, которые сильно обогащены кремнием. Подобные светло-оранжевые отложения служат источником пылевых выносов в Атлантику, связанных с развитием харматана.

Анализ проб аэрозоля, собранных советскими и американскими НИС на пути следования САС через Атлантику, показал, что он содержит в приземном слое в определенных количествах слюду, иллит, каолинит, хлорит, кварц, кальциты, гипс, плагиоклаз. Изучение химического состава аэрозоля САС в приземном слое и непосредственно в пылевом облаке показало наличие значительных количеств Fe₂O₃, а также широкого круга микроэлементов (табл. 1.9).

Минералогический состав аэрозоля САС в общем аналогичен среднему составу сланцевых глин. Преобладающим компонентом

Таблица 1.9

СРЕДНИЙ ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ САХАРСКОГО АЭРОЗОЛЯ ДЛЯ РАЗЛИЧНЫХ ВЫБРОСОВ И ГЕОГРАФИЧЕСКИХ МЕСТОПОЛОЖЕНИЙ
[247] (СКО — СРЕДНЕЕ КВАДРАТИЧЕСКОЕ ОТКЛОНЕНИЕ)

Выброс	Относительная концентрация по массе, %						Относительная объемная концентрация										
	SiO ₂	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MnO	P ₂ O ₅	B	Ba	Co	Cr	Cu	La	Ni	Sc	V	Y	Zr
	о. Сал																
I	45,2	0,81	6,23	12,4	0,072	0,35	48	951	16	127	78	52	87	11	95	34	141
СКО	4,2	0,08	0,61	1,0	0,010	0,08	10	108	3	29	28	3	16	2	6	2	36
II	42,7	0,74	6,13	12,9	0,085	0,42	52	986	16	132	85	52	95	10	100	32	133
СКО	7,7	0,10	0,27	1,8	0,013	0,05	4	47	2	23	16	5	23	1	7	4	14
III	46,6	0,95	5,76	14,3	0,056	0,57	52	878	15	293	92	55	163	12	119	33	173
СКО	8,4	0,25	0,45	3,0	0,005	0,31	8	230	2	177	9	2	71	2	35	2	47
Среднее	44,9	0,82	6,06	13,1	0,071	0,46	50	939	16	178	84	53	112	11	104	33	148
СКО	6,1	0,16	0,48	1,9	0,015	0,18	7	135	2	117	19	3	52	2	20	3	36
о. Барбадос																	
I	48,2	1,02	6,69	15,0	0,089	0,39	55	918	19	133	69	66	80	16	136	41	165
СКО	5,2	0,17	0,52	1,8	0,013	0,10	4	154	2	15	8	5	11	2	24	5	30
II	41,3	0,83	6,98	11,2	0,081	0,50	50	727	21	110	77	50	99	13	96	38	133
СКО	4,6	0,09	2,35	1,6	0,016	0,05	5	91	0	15	30	12	19	1	18	5	6

Выброс	Относительная концентрация по массе, %						Относительная объемная концентрация										
	SiO ₂	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MnO	P ₂ O ₅	B	Ba	Co	Cr	Cu	La	Ni	Sc	V	Y	Zr
III	48,9	1,12	6,14	15,3	0,074	0,50	53	1210	17	148	68	73	86	16	141	39	192
СКО	4,9	0,37	1,68	3,5	0,012	0,15	7	592	3	37	8	13	5	4	39	6	70
Среднее	47,2	1,01	6,60	14,5	0,084	0,43	54	959	19	133	70	65	85	15	130	40	167
СКО	4,9	0,23	1,12	2,5	0,014	0,11	5	325	2	23	11	10	12	3	30	5	42
Майами																	
I	50,7	0,97	5,80	15,5	0,064	0,43	56	1055	16	166	94	51	91	9	153	31	136
СКО	2,9	0,18	0,94	1,4	0,022	0,17	7	196	3	49	25	5	26	1	37	5	40
Ia	49,6	0,87	6,40	15,0	0,067	0,48	52	1165	16	143	83	51	72	11	180	33	131
СКО	4,2	0,04	1,58	0,6	0,011	0,17	0	322	0	45	7	0	5	1	60	1	23
II	38,3	0,77	7,19	12,4	0,066	0,72	52	915	19	127	140	63	105	11	112	33	126
СКО	1,6	0,01	0,00	1,0	0,002	0,00	4	83	0	8	35	9	13	1	1	1	10
Среднее	47,3	0,90	6,30	14,6	0,065	0,51	55	1048	17	147	103	54	89	10	143	32	132
СКО	6,2	0,15	1,05	1,7	0,015	0,17	5	203	3	39	32	7	22	1	32	4	28
Общее среднее	46,4	0,92	6,34	14,0	0,075	0,45	53	976	17	152	84	58	95	13	125	35	151
СКО	5,6	0,20	0,93	2,2	0,016	0,15	6	240	2	72	24	9	33	3	31	5	38

является слюда, иллит и кварц: отношение Si/Al в общем идентично этому отношению в сланцевых глинах. Относительные концентрации микроэлементов в аэрозоле также в общем соответствуют составу сланцевых глин. Бор и фосфор, выпадающие из этой закономерности, содержатся в аэрозоле в количествах, в 2 раза меньших, чем в обычных сланцевых глинах. По-видимому, это объясняется повышенным содержанием этих элементов в почвах Северной Африки. Уменьшение концентрации кварца, плагиоклаза, микроклина и кальцита и соответственное увеличение глинистых минералов в аэрозоле приземного слоя атмосферы по мере продвижения САС через Атлантику к Майами, по-видимому, объясняется более быстрым выпадением крупных кварцевых и подобных им частиц по сравнению с маленькими глинистыми частицами.

Соответственно концентрация микроэлементов Za , Sc , Co , Mn , V , Y и Ti (наиболее часто встречающихся вместе с глинами) возрастала от о. Сал к о. Барбадос, концентрация Sr , Ni и Cu (наиболее часто встречающихся с минералами типа пироксен) уменьшалась по мере удаления от западного побережья Африки.

Рассматривая химический состав аэрозоля САС, следует отметить любопытный факт: несмотря на в общем большое содержание Fe_2O_3 в частицах САС, фактор обогащения этого соединения по сравнению с источником отрицателен. Поэтому предполагают, что отмеченный факт связан с химической способностью окисла покрывать большие агломераты и комки и, таким образом, в меньшей степени уноситься ветрами с поверхности пустыни [148].

Существуют данные о том, что гигантские азиатские пустыни Такла-Макан и Гоби также являются мощными источниками глобального пылевого аэрозоля. В связи с этим представляют интерес данные [248] о химическом составе аэрозоля азиатского происхождения, пересекшего Тихий океан и, следуя крупномасштабной атмосферной циркуляции, достигшего побережья Аляски. К сожалению, скудность данных, относящихся к азиатскому глобальному аэрозолю, не позволяет сделать убедительные выводы о его физико-химических свойствах.

1.3. ПОЛЕ КОНЦЕНТРАЦИИ, ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И МИКРОСТРУКТУРА МОРСКОГО АЭРОЗОЛЯ

Атмосферный аэрозоль над морскими акваториями и океанами генерируется морской поверхностью (солевые частицы и капли солевых растворов воды), а также заносится с материков (минеральный аэрозоль, органический аэрозоль). Кроме этого, как и над материками, над морскими акваториями аэрозоль производится в результате газохимических превращений. Характеристики пылевого аэрозоля были рассмотрены выше. В этом раз-

деле мы рассмотрим поле концентрации, химический состав и микроструктуру только морского аэрозоля, понимая под этим солевые частицы и капли солевых растворов.

1.3.1. Поле концентрации

Измерения поля распределения концентрации солевых частиц морского аэрозоля, предпринятые в [210], продемонстрировали удовлетворительное согласие с ранее выполненными теоретическими оценками [282]. Были зарегистрированы значения счетной концентрации $\Theta_0 = 1,5 \dots 1,2 \text{ см}^{-3}$ на пути от Токио до экваториальной части Тихого океана. В Индийском океане величина Θ_0 не превышала $0,9 \text{ см}^{-3}$ в экваториальной части и заметно снижалась (до $0,4 \text{ см}^{-3}$) в широтах $20 \text{ с. ш.} - 20^\circ \text{ ю. ш.}$ у австралийского побережья. При приближении к границе льдов Антарктики был отмечен рост Θ_0 до $2,1 \text{ см}^{-3}$, однако у паковых льдов величина Θ_0 вновь резко уменьшалась до $0,2 \text{ см}^{-3}$. По данным [27], на высоте $10-15 \text{ м}$ над поверхностью моря массовая концентрация солевого морского аэрозоля для различных районов мира варьировала от $0,6$ до $15,4 \text{ мкг/м}^3$ (для частиц с $d \geq 2 \text{ мкм}$). Измерения в Северной Атлантике для частиц с $d \geq 0,2 \text{ мкм}$ дали значения массовой концентрации в диапазоне $8,6-28,0 \text{ мкг/м}^3$ (табл. 1.10).

Таблица 1.10

МАССОВЫЕ КОНЦЕНТРАЦИИ КОМПОНЕНТОВ МОРСКОГО АЭРОЗОЛЯ
ДЛЯ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ [304]

Район	Скорость ветра, узлы	Направление ветра	Диаметр анализи- ровавшихся частиц, мкм	Концент- рация соле- вых частиц, мкг/м^3	Концент- рация пыле- вых частиц, мкг/м^3	Отношение концентра- ций ком- понентов
Атлантика:						
$15^\circ \text{ с. ш.}, 53^\circ \text{ з. д.}$	14—19	70°	2	15,4	0,02	770
$27^\circ \text{ с. ш.}, 30^\circ \text{ з. д.}$	15—20	70	2	15,0	3,8	4
$18^\circ \text{ с. ш.}, 50^\circ \text{ з. д.}$	11—14	50	0,2	8,6	1,6	5
$25^\circ \text{ с. ш.}, 35^\circ \text{ з. д.}$	12—14	80	0,2	28,0	6,4	4
$26^\circ \text{ с. ш.}, 33^\circ \text{ з. д.}$	9—14	70	0,2	12,0	3,8	3
Тихий океан:						
$33^\circ \text{ с. ш.}, 165^\circ \text{ з. д.}$	5—15	120	2	1,0	0,08	13
$27^\circ \text{ с. ш.}, 161^\circ \text{ з. д.}$	5—12	100	2	0,6	0,02	30
Карибское море:						
$16^\circ \text{ с. ш.}, 70^\circ \text{ з. д.}$	12—16	90	2	6,5	0,16	40
$15^\circ \text{ с. ш.}, 68^\circ \text{ з. д.}$	15—20	75	2	10,7	0,42	25
Гренландское море:						
$75^\circ \text{ с. ш.}, 01^\circ \text{ в. д.}$	3—8	320	2	0,9	0,005	180
$76^\circ \text{ с. ш.}, 06^\circ \text{ в. д.}$	8—14	120	2	3,5	0,7	35

Исследование массовых концентраций солевых частиц морского аэрозоля, которое проводилось в северных районах тропической Атлантики во время АТЭП [265], показало, что распределение частот повторяемости значений массовой концентрации для островов Сал и Барбадос хорошо описывается суперпозицией двух логарифмически-нормальных распределений. Одно из распределений обычно является доминирующим (рис. 1.11) и соответствует нормальным погодным условиям, в то время как второе, второстепенное, оказывается обусловленным метеорологическими возмущениями. Доминирующие моды характеризуются следующими параметрами: средней геометрической концентрации солевого аэрозоля (для побережий островов Сал и Барбадос она составила 21,3 и 17,3 мкг/м³ соответственно) и стандартным геометрическим отклонением (1,24 и 1,31 соответственно).

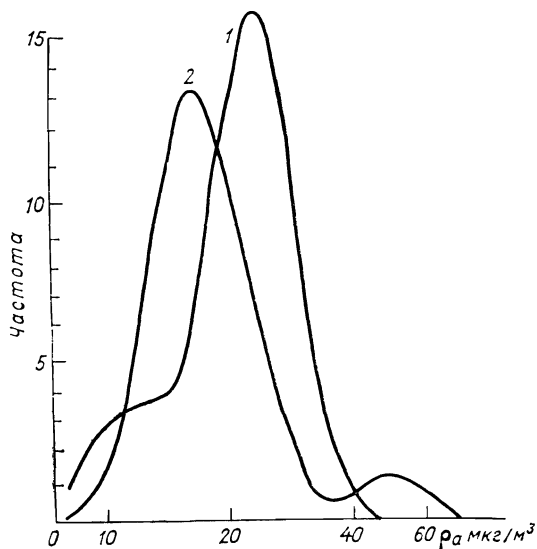


Рис. 1.11. Частота повторяемости (число случаев) массовой концентрации частиц ρ_a для о. Сал (1) и о. Барбадос (2).

Более низкое значение средней геометрической концентрации на о. Барбадос авторы объясняют влиянием более слабых ветров [265]. Вторая мода морского компонента аэрозоля на о. Барбадос характеризуется очень высоким значением средней геометрической концентрации (51,3 мкг/м³) (при стандартном геометрическом отклонении 1,23) и, по-видимому, обязана «дистанционному» влиянию двух тропических штормов и урагана. Последние, проследовав значительно восточнее и севернее острова, не вызвали усиления ветра на самом острове, но обусловили образование крупных солевых частиц, которые достигли острова.

Значительная изменчивость ветра и характеристик воздушных масс на побережье Майами (штат Флорида, США) явилась причиной формирования мономодального распределения при значительно меньшей средней геометрической концентрации (6,15 мкг/м³) и более высоком стандартном геометрическом отклонении (1,77).

Таким образом, если считать данные для островов Сал и Барбадос репрезентативными для северных районов тропической Атлантики, то в качестве типичного можно было бы принять геометрическое среднее значение массовой концентрации $\approx 20,0$ мкг/м³. Однако сравнения с вышеприведенными данными ([304], табл. 1.10), а также с результатами судовых измерений (которые дали для зоны расположения судна на одной трети пути от о. Сал до о. Барбадос среднее значение 11,8 мкг/м³) показали, что концентрация солевого аэрозоля в центральных районах Атлантического океана существенно ниже, чем вблизи континентов. Этот вывод в общем и целом подтверждается в работе [252], где исследуется поле массовой концентрации солевого аэрозоля над акваториями Атлантического и Тихого океанов (для обоих полушарий), тропической зоны Индийского океана, Южно-Китайского и Филиппинского морей (табл. 1.11 и 1.12).

Как видно из приведенных данных, наибольшее значение массовой концентрации солевого аэрозоля зарегистрировано у м. Доброй Надежды, района, метеорологические условия которого характеризуются, как известно, сильными и устойчивыми ветрами. Хотя едва ли можно считать данные, полученные для м. Доброй Надежды, в строгом смысле репрезентативными для средних и высоких широт Южной Атлантики. Тем не менее они могут указывать на то, что этот район характеризуется повышенной концентрацией солевого аэрозоля. В известной мере это подтверждают ранее упоминавшиеся данные [210].

Значения массовых концентраций солевых частиц над различными акваториями мира (за исключением данных по Индийскому океану, слишком малочисленных, чтобы делать окончательные заключения, и м. Доброй Надежды) и соответствующие им значения стандартных геометрических отклонений свидетельствуют о том, что глобальное поле концентрации этого вида аэрозоля в значительной мере равномерно.

В связи с этим следует отметить, что некоторая разноречивость данных, сообщаемых различными авторами, для определенных районов Мирового океана, по-видимому, может быть в большинстве случаев объяснена особенностями метеорологических условий в этих точках (например, подверженностью сильным устойчивым пассатным ветрам в определенные сезоны года, или, напротив, значительной изменчивостью ветра и характеристик воздушных масс, влиянием циклонической деятельности, близостью или удаленностью от береговой черты и, наконец, некоторыми методическими особенностями проведения эксперимента и его длительностью). Основным фактором, от которого зависит концентрация солевых частиц, является скорость ветра. Заметим, что при влажности атмосферы более 80 % солевые частицы набухают и превращаются в капли солевых растворов. Естественно ожидать, что объемная и массовая концентрации аэрозоля в этом случае возрастут, а фракция более крупных частиц увеличится.

Таблица 1.11

МАССОВЫЕ КОНЦЕНТРАЦИИ (10^{-6} г/м³) МИНЕРАЛЬНОГО И СОЛЕВОГО КОМПОНЕНТОВ МОРСКОГО АЭРОЗОЛЯ В РАЗЛИЧНЫХ ТОЧКАХ МИРОВОГО ОКЕАНА [252]

Район	Дата	Количество проб	Минеральный компонент			Солевой компонент		
			средний квадратический	средний арифметический	диапазон	средний квадратический	средний арифметический	диапазон
НИС «Гломар Челенджер», 1973—1976 гг.								
Экватор, Тихий океан: 20° с. ш.—20° ю. ш.	Ноябрь—декабрь 1973 г.	6	0,10	0,16	0,05—0,44	13,14	14,46	6,68—22,7
Южная экваториальная часть Тихого океана	Январь 1974 г.	10	0,30	0,33	0,10—0,57	5,21	5,80	2,27—9,70
Юго-Западная Атлантика	Апрель—май 1974 г.	8	0,20	0,35	0,04—1,08	7,19	9,67	1,03—21,7
Экваториальная часть Южной и Северной Атлантики	Июнь—июль 1974 г.	10	0,69	1,32	0,11—6,76	5,79	6,66	1,66—10,8
Южная Атлантика: 28—38° ю. ш., 4—41° з. д.	Октябрь—декабрь 1974 г.	16	0,60	1,40	0,07—7,12	9,13	10,36	3,83—18,4
Южная Атлантика: 11—36° ю. ш., 9—18° в. д.	Декабрь 1974 — февраль 1975 г.	14	1,05	1,86	0,06—7,52	10,80	11,96	4,64—27,0
У побережья Западной Африки: 6—27° с. ш., 15—21° з. д.	Февраль—апрель 1975 г.	11	12,13	53,68	0,47—1,88	11,98	13,06	6,04—27,8
Средиземное и Черное моря	Апрель—май 1975 г.	2	2,37	2,39	2,08—2,70	3,58	3,61	3,16—4,06
Западная часть Северной Атлантики: 34—40° с. ш., 52—60° з. д.	Июнь—август 1975 г.	26	1,17	2,79	0,05—14,1	4,41	5,15	1,21—11,13
Северная Атлантика: 28—30° с. ш., 76° з. д.	Август—сентябрь 1975 г.	8	0,74	1,30	0,24—5,04	6,47	6,98	2,81—11,56
Северная Атлантика: 28° с. ш., 75° з. д.	Ноябрь 1975 г.	1		1,23			8,31	
Северная Атлантика: 22—25° с. ш., 27—43° з. д.	Февраль—март 1976 г.	15	0,07	0,69	0,00—7,98	5,57	6,34	1,73—12,13

Район	Дата	Количество проб	Минеральный компонент			Солевой компонент		
			средний квадран- тический	средний арифме- тический	диапазон	средний квадран- тический	средний арифме- тический	диапазон
Северная Атлантика: 23—27° с. ш., 15—46° з. д.	Март—апрель 1976 г.	5	3,65	8,16	1,15—28,4	5,79	9,42	0,57—21,6
Северная Атлантика: 47—55° с. ш., 9—23° з. д.	Май—июль 1976 г.	12	0,09	0,24	0,05—1,42	3,42	3,95	1,30—8,96
Северная Атлантика: 32—64° с. ш., 25—33° з. д.	Июль—август 1976 г.	9	0,04	0,67	0,00—5,55	5,24	7,34	1,41—17,4
Северная Атлантика: 30° с. ш., 10° з. д.	Сентябрь—ноябрь 1976 г.	6	0,20	0,23	0,06—0,44	3,51	3,72	1,96—6,18
НИС «Универс Кампус», 1975 г.								
Северная Атлантика: 29—33° с. ш.	Февраль	9	0,26	0,28	0,14—0,47	10,4	11,1	4,27—18,8
Западное побережье Северной Африки	„	4	2,04	27,5	8,76—58,9	6,72	7,49	3,45—12,5
Южная Атлантика, Гвинейский залив, Кенн-Таун	Март	11	1,14	1,85	0,17—6,24	5,29	8,39	0,33—19,3
Мис Доброй Надежды	„	5	0,32	0,34	0,21—0,53	23,4	26,9	10,3—48,0
Индийский океан, Бенгальский залив	Март—апрель	5	4,76	7,20	0,49—11,4	3,34	3,52	1,79—4,50
Малана-Стренто	Апрель	2	0,37	0,40	0,24—0,57	6,24	7,85	3,09—12,6
Южно-Китайское и Филиппинское моря	Апрель—май	4	1,86	2,07	1,37—3,89	5,69	5,78	4,64—7,43
Северная часть Тихого океана: 26—28° с. ш.	Май	8	1,13	1,22	0,73—2,34	7,02	7,23	4,85—11,2
Карибское море	Июль	3	18,4	18,91	14,8—16,9	15,6	16,5	10,1—22,6
Северная Атлантика: 34—40° с. ш.	Июль	9	1,50	3,15	0,21—11,7	7,76	9,18	2,63—21,2
Средиземное море	Июль—август	7	4,31	4,64	2,76—9,50	7,23	7,44	5,05—9,87
Северная Атлантика: 32—42° с. ш.	Август—сентябрь	14	0,40	0,69	0,13—3,31	6,73	8,82	1,94—20,3
Средиземное море	Сентябрь—октябрь	6	4,27	4,48	2,83—7,46	5,24	6,45	1,67—11,2

Таблица 1.12

ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОЛЯ МАССОВОЙ КОНЦЕНТРАЦИИ (мкгм/м³) МОРСКОГО АЭРОЗОЛЯ (МИНЕРАЛЬНОГО И СОЛЕВОГО КОМПОНЕНТОВ) НАД ОСНОВНЫМИ ОКЕАНИЧЕСКИМИ АКВАТОРИЯМИ МИРА [252]

Характеристика	ЦССА	ТЭСА	ТЦЮА	ТЦЮА МДН	Тихий океан	Средиземное море	Индийский океан	Южно-Китай- ское и Фил- липпинское моря
Минеральный компонент:								
среднее арифметическое	1,30	36,6	1,35	1,22	0,58	4,57	7,20	1,51
арифметическое стандартное отклонение	(2,59)	(50,6)	(1,68)	(1,60)	(0,56)	(1,87)	(4,56)	(1,28)
среднее геометрическое	0,36	14,2	0,69	0,62	0,35	4,29	4,76	1,09
геометрическое стандартное отклонение	(5,15)	(4,67)	(3,41)	(3,27)	(3,23)	(1,41)	(3,74)	(2,60)
Солевой компонент:								
среднее арифметическое	6,71	11,2	9,06	11,3	8,44	6,98	3,52	6,47
арифметическое отклонение	(4,24)	(6,92)	(5,25)	(9,17)	(5,14)	(2,92)	(1,10)	(3,32)
среднее геометрическое	5,48	8,71	7,12	8,26	7,26	6,23	3,34	5,87
геометрическое стандартное отклонение	(1,94)	(2,33)	(2,32)	(2,47)	(1,75)	(1,73)	(1,46)	(1,60)
Количество проб	109	22	35	40	24	13	3	6

Примечание. ЦССА — центральная и северная части Северной Атлантики: 22—28° с. ш.—64° с. ш.; ТЭСА — тропическая и экваториальная части Северной Атлантики: 28—22° с. ш.—0°; ТЦЮА — тропическая и центральная части Южной Атлантики: 5—35° ю. ш.; МДН — мыс Доброй Надежды; Тихий океан: 28° с. ш.—40° ю. ш.; Средиземное море — вся акватория; Индийский океан: 15° ю. ш.—7° с. ш.

1.3.2. Микроструктура

Экспериментальные исследования микрофизических свойств морского аэрозоля свидетельствуют о том, что диапазон размеров частиц, находящихся в морском и океаническом воздухе, достаточно широк и простирается от 10^{-7} до 10^{-2} см [191]. Столь значительная протяженность спектра размеров морского аэрозоля объясняется присутствием в его составе помимо собственно солевых частиц, образующихся прежде всего по пузырьковому механизму, также и частиц иного происхождения.

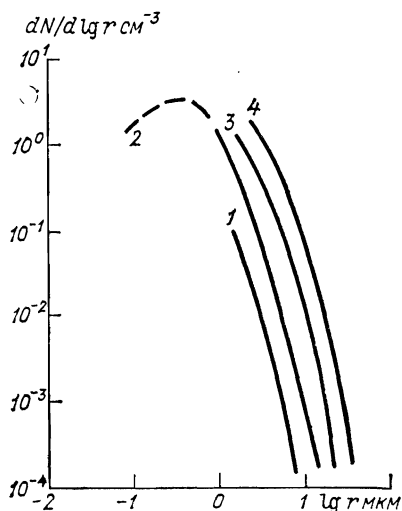


Рис. 1.12. Влияние скорости ветра на микроструктуру морского аэрозоля.
1) 2 м/с, 2) 10 м/с, 3) 20 м/с, 4) 35 м/с.

Как уже отмечалось выше, инжектируемые морской поверхностью солевые частицы в силу особенностей физических процессов, обуславливающих их возникновение, должны характеризоваться двумя диапазонами дисперсности. Однако в настоящее время пока еще не достаточно экспериментальных данных, чтобы можно было определить границы этих диапазонов.

В первом приближении все же можно считать, что наименьший размер частиц, образующихся при разрыве пленки пузырька, лежит в области не менее 0,1 мкм. Верхний предел размеров этих частиц ориентировочно может быть принят равным от 0,7—1 мкм¹ до десятков микрометров¹. Так данные экспедиции на НИС «Метеор» свидетельствуют о том, что на высоте 10 м от поверхности моря довольно часто обнаруживаются инжектированные частицы даже с радиусом ≈ 100 мкм. Концентрация таких гигантских частиц, как уже отмечалось выше на основе теоретических соображений и как это следует из экспериментальных данных

¹ По мнению автора [306], область перехода от капель, образующихся в первой и второй фазах пузырькового механизма, соответствует интервалу 10^{-13} — 10^{-14} г.

[264, 297] (рис. 1.12), значительно зависит от скорости приповерхностного ветра и влажности воздуха, и поэтому в каждом конкретном случае верхняя граница, очевидно, определяется метеорологическими условиями у поверхности моря.

В нормально-логарифмическом представлении распределение по размерам собственно солевых частиц, инжектированных в атмосферу водной поверхностью Мирового океана, имеет уни-мономодальный характер [303]. В случае же аппроксимации распределения степенным законом Юнге для аэрозольных солевых частиц на уровне моря в [98] значение $a = 3,8$ (при общей концентрации частиц 30 см^{-3} , т. е. около 5% общей концентрации частиц Айткена), что согласуется с более ранними данными [166], по которым величина a лежит в диапазоне 3—4.

В реальных условиях, как уже отмечалось, на распределение собственно солевых частиц накладываются распределения частиц иной природы. В области $r > 20 \text{ мкм}$ в морском воздухе обнаруживаются нерастворимые частицы, имеющие глобальный характер распределения и являющиеся, возможно, составляющей тропосферного фоновых аэрозоля [199]. По своему составу это волокна, скорее всего органического происхождения [123], и агломераты—остатки от испарившихся облачных и дождевых капель. Поскольку идентичные аэрозольные частицы постоянно присутствуют в воздухе также и над центральными районами континентов (например, центральные районы Европы [284]), то есть основание полагать, что эти частицы, по крайней мере частично, континентального происхождения. В отношении агломератных частиц следует добавить, что, согласно [282], наряду с нерастворимыми существует и некоторая часть растворимых частиц этого типа.

В области $r < 20 \text{ мкм}$ на спектр солевых частиц накладываются в той или иной мере распределения пылевых частиц континентального происхождения. Ранее отмечалось, что многие районы Мирового океана оказываются под сезонным воздействием выносов пыли с гигантских пустынь, а также аридных и некоторых полуаридных зон земного шара. В результате массовая концентрация почвенных частиц, испытывая значительные временные и географические вариации, составляет тем не менее в ряде случаев значительную долю аэрозоля над морскими акваториями (см. табл. 1.10—1.11). Вариации глобального поля массовой концентрации пылевого аэрозоля от $0,007$ до 20 мкг/м^3 являются результатом перераспределения для каждого района мира вкладов генерируемого над континентами пылевого аэрозоля.

Кроме пылевого аэрозоля, над морскими акваториями и океанами присутствуют частицы фоновых аэрозоля. К сожалению, до настоящего времени об этом компоненте имеются весьма ограниченные сведения. Считается, что концентрация частиц фоновых аэрозоля лежит в пределах $200\text{—}400 \text{ см}^{-3}$ [254]. Верхней границей частиц фоновых аэрозоля следует считать 1 мкм , тогда как

о нижней границе трудно сказать что-либо определенное. Долгое время считалось, исходя из соображений о термической коагуляции, что вслед за максимумом при $0,1-0,01$ мкм на кривой распределения частиц по размерам должен существовать резкий спад. Однако экспериментальная проверка показала, что вплоть до 10^{-3} мкм такого спада не наблюдается. Существуют предположения, что частицы столь малых размеров образуются малыми ионами [232]. В настоящее время установлено, что кластеры из малых ионов могут оставаться химически стабильными путем присоединения химически активных молекул, образуя таким образом нейтральные аэрозольные частицы. Другим возможным механизмом образования частиц обсуждаемого диапазоне размеров могут служить и химические реакции.

1.3.3. Химический состав и вертикальные профили концентрации

Остановимся на вопросах, связанных с химическим составом солевых частиц. Казалось бы, что образующиеся из морской воды солевые частицы должны иметь химический состав сухого остатка морской воды: 88,7 % хлоридов, 10,8 % сульфатов, 0,3 % карбонатов и 0,2 % остальных солей. Реальный химический состав морского аэрозоля значительно отличается от вышеуказанного. Причем отклонения от ожидаемого химического состава морских солей по результатам независимых исследований весьма различны. Если по данным [156, 198, 269] отношения элементов Cl/Na, K/Na, Mg/Na близки к соответствующим величинам для сухого остатка морской воды, то по результатам [85, 136, 264, 270, 304, 305] наблюдается обогащение солевого аэрозоля микроэлементами.

Введем понятие фактора обогащения

$$E = F - 1, \quad (1.12)$$

где фактор фракцинации $F = (X/Na)_a / (X/Na)_m$; X — концентрация изучаемого микроэлемента; индексы a и m относятся соответственно к аэрозолю и морской воде. Тогда в [85] для K, Ca, Mg получены значения F , соответственно равные $1,69 \pm 0,958$, $1,72 \pm 0,506$, $0,997 \pm 0,195$. По данным [156], значения F для K, Mg, Ca соответственно равны 1,36; 1,25; 2,53. В северной части Тихого океана для Cl зарегистрированы значения $F \geq 3$ [270]. У южного побережья Калифорнии для Cl $F \approx 1,3$. По измерениям в районе Гавайских островов для фактора обогащения получено среднее значение E , близкое к нулю для элементов Mg^{++} , Ca^{++} , K^+ , Sr^{++} [184]. Для иода [270] в морском аэрозоле $E \approx 500$, в то время как для фосфора $E \approx 1000$ для частиц, инжесктированных в атмосферу во второй стадии пузырькового механизма [224]. По данным [211], существенное обогащение микроэлементами Mg^{++} , Ca^{++} , Sr^{++} и Ba^{++} наблюдалось лишь для аэрозольных

частиц с $r < 0,5$ мкм, для которых были получены значения E , соответственно равные 1,4; 1,8; 2,1; 1,4. Очень близкие значения для этих микроэлементов были получены и в [224].

Причины столь значительного разнообразия сообщаемых в литературе значений F и E для одних микроэлементов морского аэрозоля, а также для различных микроэлементов этого аэрозоля, по-видимому, следует искать как в особенностях самого механизма продуцирования и переноса в атмосферу солевого аэрозоля, так и в различиях состояний морской поверхности.

В связи с этим было предложено несколько механизмов для объяснения наблюдаемого явления. Один из них предполагает наличие на поверхности воды поверхностно-активной пленки толщиной менее 150 мкм. Способность поверхностно-активных веществ собирать на себя ионы с высоким ионным потенциалом из среды, где их концентрация относительно мала, хорошо известна со времен работ Лангмюра. Для океана роль таких молекул-адсорбентов, образующих поверхностно-активные пленки, могут играть как неорганические, так и органические вещества. В силу этого обстоятельства адсорбционный механизм обогащения поверхностного микрослоя ионами микроэлементов усиливается биологическим механизмом, а именно, поверхностные органические пленки на поверхности моря становятся средой обитания разнообразных бактерий, результатом жизнедеятельности которых является выделение из морской воды определенных микроэлементов. Последнее может стать причиной обогащения микроэлементами пленки пузырьков, а следовательно, и солевого аэрозоля.

Другой причиной обогащения солевых частиц микроэлементами является растворение минеральной фракции в поверхностном микрослое. Влияние гибсовской адсорбции на эффект обогащения микроэлементами солевого аэрозоля, по расчетам [225], незначительно.

1.4. ОРГАНИЧЕСКИЙ АЭРОЗОЛЬ И ЕГО МИКРОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Ранее уже отмечалось, что органический аэрозоль, по-видимому, имеет глобальную распространенность и продуцируется в основном быстрыми газообразными превращениями, лишь четвертая часть органического аэрозоля непосредственно поступает в атмосферу в виде «готовых» органических частиц. Среднее время жизни органического аэрозоля равно 10 сут, общая продукция его за год составляет $\approx 300 \cdot 10^6$ т.

Данные о количественном распределении аэрозоля по размерам весьма ограничены. В [299] было выдвинуто предположение, что подавляющая часть частиц Айткена образуется фотохимически *in situ* из органических паров, выделенных в атмосферу наземной растительностью и фитопланктоном. Данные измерений [84, 185, 186, 210] подтверждают, что максимум счетной концентрации органического аэрозоля расположен в субмикронной

области, а результаты исследований [84, 184—187, 210] показали, что концентрация органического компонента в фоновом аэрозоле практически остается постоянной. Тем не менее нельзя предполагать, как это делается в [299], что частицы Айткена практически полностью состоят из органических веществ.

В работах [144, 161, 230] изучено распределение по размерам сульфатного аэрозоля. Было показано, что частицы с $r < 0,2$ мкм имеют преимущественно сульфатный состав. Исходя из общей продукции органического аэрозоля и массовой концентрации органического аэрозоля [185, 186] более правильно считать, что лишь 25 % массовой концентрации составляют органические вещества.

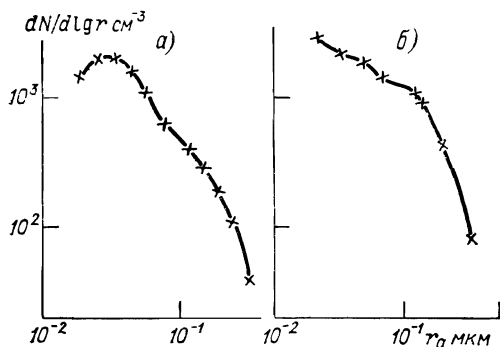


Рис. 1.13. Наблюдаемые микроструктуры атмосферного аэрозоля по данным [230].

а) суммарная концентрация $N = 1,2 \cdot 10^3$ см $^{-3}$; б) $N = 2,0 \cdot 10^3$ см $^{-3}$

Вторую моду частиц органического происхождения составляют гигантские частицы, которые обнаруживают нетривиальные свойства в ряду других частиц этого диапазона размеров. Для большинства гигантских органических аэрозольных частиц характерна пористая структура и малая эффективная плотность. Последнее обуславливает их перенос в атмосфере на далекие расстояния и слабое влияние на массовую концентрацию атмосферного аэрозоля. В распределении числа частиц по размерам гигантские органические частицы могут проявляться в виде вторичного максимума в пробах аэрозоля, адвектированного от удаленного источника (рис. 1.13).

На рис. 1.13 представлены данные измерений микроструктуры аэрозоля [195, 230]. Примечательной особенностью спектра размеров частиц является наличие частиц тонкой микроструктуры в диапазоне радиуса от 10^{-3} до 10^{-2} мкм. Последнее означает, что процессы коагуляции для столь подвижных частиц, какими должны быть аэрозоли размером $\approx 10^{-3}$ мкм, не успевают «отсечь» эту часть спектра и в воздухе сохраняется значительная концентрация сверхмалых частиц вследствие их непрерывной генерации [268]. Преобладающее влияние органического компонента на оптические свойства атмосферного аэрозоля может проявляться только в условиях органического смога.

Во многих случаях органический компонент в атмосферных аэрозолях входит в состав аэрозолей, состоящих преимущественно из неорганических компонентов [100, 102, 206, 207]. В смешанных частицах органическое вещество имеет тенденцию концентрироваться на поверхности, а не внутри частицы [256]. Это стабилизирует размеры последней при значительных колебаниях влажности окружающего воздуха, замедляя как конденсационный рост, так и испарение с поверхности частицы [191]. В случае туманов и облаков наличие органической пленки должно приводить к уменьшению поверхностного натяжения жидкой капли и, следовательно, к возрастанию ее равновесного размера [100]. Однако замедление конденсационного роста частиц оказывает определяющее влияние, что приводит к уменьшению коэффициентов ослабления и поглощения света, а также к уменьшению водности туманов и облаков.

Химический состав органического аэрозоля весьма сложен. В органическом компоненте атмосферного аэрозоля обнаруживают сложную смесь разнообразных алифатических и ароматических соединений, массовая концентрация которых обычно мало отличается от 1 г/см³, сложные белковые соединения и др. Исследования проб атмосферных осадков и аэрозольного вещества на фильтрах показали, что растворенная в спирте фракция в высушенном состоянии представляет собой коричневую аморфную массу, в инфракрасном спектре которой наблюдаются полосы поглощения 2,8; 6 и 7 мкм [292]. Менее окисленные органические соединения по сравнению с экстрактированным спиртом были получены промывкой сухого аэрозольного вещества в бензине. Полученная желтоватая маслянистая масса характеризуется полосами 2,8; 3,4; 5,8 и 6,9 мкм. Однако полученные экстракты детальному химическому анализу не подвергались. Имеющиеся сведения о химическом составе органического компонента атмосферного аэрозоля крайне бедны, что затрудняет исследования оптических свойств органического аэрозоля и выявление роли этого компонента в лучистом теплообмене атмосферы.

1.5. ТРОПОСФЕРНЫЙ АЭРОЗОЛЬ ГАЗОХИМИЧЕСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ, ПРОМЫШЛЕННЫЙ АЭРОЗОЛЬ И ВОДНЫЕ РАСТВОРЫ

Выше отмечалось, что аэрозоли газохимического происхождения составляют значительную долю атмосферного аэрозоля и генерируются различными процессами, каждый из которых порождает частицы определенной химической композиции внутри ограниченной области размеров. Под воздействием молекулярной диффузии, коагуляции и седиментации микроструктура аэрозоля, образующегося из газовой фазы *in situ*, в отличие от почвенно-эрозионного и морского аэрозоля, занимает две области

размеров частиц, получивших название ядерной и аккумуляционной мод.

Образовавшиеся аэрозольные частицы могут состоять из одного химического компонента или из смеси многих веществ. Анализ показывает, что существуют аэрозольные вещества, растворимые и не растворимые в воде (например, органический компонент). Водные растворы в основном состоят из ионов SO_4^{--} , NO_3^- , Cl^- , OH^- , H^+ , NH_4^+ , Na^+ , K^+ , Mg^{++} , Ca^{++} . Когда достигается критическое значение относительной влажности, частицы растворяются.

Кроме органического компонента, к нерастворимым компонентам можно отнести сажу. Частицы сажи образуются из углеводородов газовой фазы [64]. В районах с высокой антропогенной активностью атмосферный аэрозоль может включать частицы золы, образовавшейся в процессе сгорания топлива. В промышленно развитых районах концентрация этого компонента в атмосферных аэрозолях может достигать 30 %.

К легко растворимым компонентам атмосферного аэрозоля принадлежат следующие соединения: LiCl , CaCl_2 , MgCl_2 , $\text{Zn}(\text{NO}_3)_2$, NH_3NO_3 . Однако суммарная массовая концентрация этих компонентов в тропосфере не превосходит 15 %. Частицы этих компонентов превращаются в капли водных растворов при влажности $r \leq 62$ %. Все другие растворимые компоненты: NaNO_3 , NaCl , NH_4Cl , $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$, KCl , Na_2SO_4 , MgSO_4 , KNO_3 , составляющие основную часть тропосферного аэрозоля субмикронной фракции, образуют водные растворы только при влажностях $r > 74$ %. Среди аэрозольных образований *in situ* в тропосфере преобладает сульфатный аэрозоль, преимущественно состоящий из $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$. На микрофизических свойствах этого аэрозоля и остановимся ниже.

1.5.1. Числовая плотность и микрофизические свойства сульфатного аэрозоля

По оценкам разных исследователей, доля сульфатного аэрозоля в общей глобальной продукции аэрозоля составляет 20—30 %, хотя концентрация этого компонента претерпевает значительные пространственно-временные вариации. Можно полагать, что при средних условиях влажности атмосферы ($z \approx 60$ %) частицы сульфатов (за исключением H_2SO_4) находятся в твердой фазе. Лишь при влажности, превышающей 80 %, они начинают растворяться. Для географических вариаций сульфатов характерна более низкая их концентрация над океанами и сравнительно высокая — над континентами.

При перемещении частиц Айткена с континента в открытый океан их концентрация может убывать от 1—10 раз и более. В [301] отмечается, что при перемещении с континента в откры-

тый океан число частиц Айткена уменьшалось с 10^4 до 300—600 см^{-3} .

Наблюдения, проведенные в северных районах Атлантики, выявили колебания концентрации частиц Айткена в диапазоне 150—950 см^{-3} [213]. По данным [214], средние и минимальные значения этих частиц над островами и океанами составляли 2900, 460 см^{-3} и 940, 340 см^{-3} соответственно. Довольно близки к этим оценкам значения типичных концентраций частиц Айткена для умеренных и тропических широт, сообщаемые в [286]: над океанами 300 см^{-3} , над континентальными районами примерно на порядок выше. В то же время имеются данные, что в морском полярном воздухе в юго-восточных районах Австралии, а также в наиболее северных частях Тихого и Атлантического океанов значения концентрации частиц Айткена нередко снижаются до 10 см^{-3} и даже до 5 см^{-3} [204].

Содержание этих частиц в приземном воздухе над ледяным щитом Гренландии, по измерениям [213], варьирует в пределах 150—950 см^{-3} , что соответствует данным [141], согласно которым средняя концентрация частиц Айткена над Гренландией составляет 807 см^{-3} .

Весьма значительны концентрации частиц Айткена в воздухе больших промышленных городов. Измерения над Будапештом показывают, что около 34 300 частиц содержатся в 1 см^3 у поверхности и 2860 — на высоте 3 км [231]. Существующие многочисленные данные свидетельствуют о том, что антропогенно обусловленные высокие концентрации частиц Айткена могут адвектироваться в другие районы, иногда достаточно удаленные, и вызывать там значительные всплески субмикронных частиц в воздухе. В частности, упоминавшиеся ранее средние концентрации частиц Айткена (807 см^{-3}) над Гренландией оказываются выше на порядок ($\approx 9000 \text{ см}^{-3}$ на высоте 600 м) в периоды адвекции антропогенно загрязненного воздуха из Канады. Другим весьма наглядным примером антропогенной обусловленности временных вариаций концентрации этих частиц могут служить данные, полученные для наземных условий в штате Колорадо, США [301]. В ночное время «фоновые» концентрации (1200—3000 см^{-3}) с приходом загрязненного воздуха из промышленного района скачкообразно увеличивались более чем на порядок, достигая значений $(1 \dots 2) \cdot 10^4 \text{ см}^{-3}$.

Временная изменчивость содержания субмикронных частиц может быть вызвана и метеорологическими факторами. В [26] сообщается, что концентрация частиц Айткена в воздушном слое < 500 м в зимний период после прохождения антициклона не превышала 100 см^{-3} . Аналогично малые значения ($< 150 \text{ см}^{-3}$) счетных концентраций этих частиц наблюдались и после продолжительных периодов дождей в штате Орегон, США [171].

На содержание частиц Айткена заметное влияние оказывает режим инсоляции благодаря фотохимическим процессам, участвующим в образовании *in situ* сульфатного аэрозоля. Отсюда

естественно ожидать наличие сезонного и суточного хода в концентрации этих частиц. Подтверждением этому могут служить данные [172], согласно которым наблюдалось 50 %-ное увеличение концентрации «фоновое» сульфатного аэрозоля в дневное время по сравнению с ночным.

На высотах до 5—6 км поле концентрации частиц Айткена продолжает оставаться достаточно неоднородным. Как отмечалось выше, над Будапештом на высоте 3 км концентрация составляла 2860 см^{-3} [301]. Данные [26], полученные в ходе выполнения программы КЭНЭКС [19], показывают, что концентрация субмикронных частиц на высотах 1 и 3 км в пустынных районах составляла в среднем 1300 и 783 см^{-3} соответственно. На высотах 6 км и выше содержание этих частиц, по мнению автора [204], в значительной мере выравнивается для различных географических районов, и в качестве среднего значения приводится $\approx 400 \text{ см}^{-3}$. Однако результаты аэростатных зондирований, выполненных в университете штата Вайоминг [261], а также исследования [188], выполненные для различных географических районов, заставляют отнестись с осторожностью к такому выводу. Во всяком случае, экспериментальные высотные профили, полученные некоторыми исследователями [188, 202, 261] в различных точках земного шара и в различное время года, свидетельствуют скорее об обратном.

По результатам зондирования [202] в верхней тропосфере непосредственно под тропопаузой был обнаружен довольно устойчивый слой частиц Айткена. Авторы [202] выдвигают предположение, что его возникновение обусловлено антропогенными факторами (регулярными полетами коммерческой реактивной авиации).

Поле массовых концентраций сульфатного аэрозоля также весьма изменчиво. Анализ данных измерений взвешенных субмикронных частиц на внегородских станциях некоторых штатов США выявил колебания в содержании сульфатов от 2 до $6,5 \text{ мкг/м}^3$, концентрация же сульфатов в аэрозоле промышленных городов США колеблется от 5 до 50 мкг/м^3 [301]. В качестве усредненной характеристики массовой концентрации сульфатного аэрозоля в нижнем тропосферном слое аэрозоля над континентами принято 4 мкг/м^3 [296].

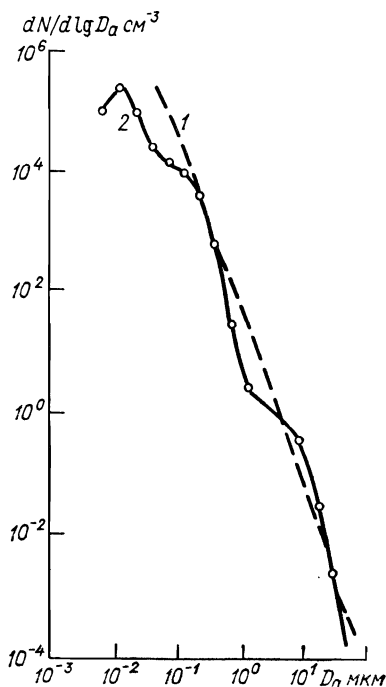
Детальное изучение физико-химических процессов, продуцирующих *in situ* атмосферный аэрозоль, показывает, что образующиеся частицы имеют двухмодальное распределение поверхности по размерам [302]. Первой моде отвечают частицы с размерами менее 0,1 мкм. Вторая аккумуляционная мода имеет размеры от $\approx 0,08$ до 1—1,5 мкм. К. Уитби в [301, 302] показал, что реально наблюдающиеся микроструктуры аэрозоля в виде суммы нескольких логарифмически-нормальных распределений отклонения в экспериментальных спектрах распределения частиц по размерам от закона Юнге являются отражением мультимодальной природы естественного аэрозоля (рис. 1.14). Анализ

многочисленных экспериментальных исследований распределений числа частиц по размерам показывает, что субмикронные частицы существуют и ведут себя независимо от крупных частиц. Даже для фоновозного аэрозоля процесс укрупнения частиц по механизму коагуляции длится несколько недель. Таким образом, при среднем времени жизни тропосферных субмикронных частиц не менее одной недели можно считать, что мелкие и крупные частицы не взаимодействуют друг с другом и субмикронная фракция является самостоятельной разновидностью аэрозоля.

Значительный интерес представляет тонкодисперсная фракция атмосферного аэрозоля. Первоначальные размеры ядер при их образовании составляют $(15... 20) \cdot 10^{-10}$ м. За доли секунды они укрупняются до размера $\approx 75 \cdot 10^{-10}$ м. Многочисленные оценки (как экспериментальные, так и расчетные) показывают, что за время жизни (в течение нескольких часов) частиц этой

Рис. 1.14. Пример трехмодального распределения числа частиц аэрозоля по размерам.

1 — идеализированное распределение по Юнге, 2 — реальное распределение.



моды в атмосфере коагуляционный рост ядер только за счет взаимодействия между собой приводит к трехкратному увеличению среднего размера частиц. Следовательно, существуют и другие механизмы стока этих частиц, важнейшим из которых является гетерогенная коагуляция ядер с частицами аккумуляционной моды. Этот механизм по эффективности действия значительно превосходит гомогенную коагуляцию ядер между собой. В связи с этим можно ожидать, что тонкодисперсная фракция аэрозоля с размером частиц $10^{-3}—10^{-2}$ мкм в значительных концентрациях присутствует лишь вблизи центров эмиссии газов (в частности, над промышленно развитыми районами континентов и над городами) [157, 158].

Анализ многочисленных экспериментальных данных, выполненный К. Уитби [302], показал, что 95 % сернистого аммония и сульфатов содержится в аккумуляционной моде с модальным

радиусом $r \approx 0,185$ мкм при значении логарифмически-нормального распределения параметра σ_g , равного 2 мкм.

В [302] сделан вывод, что для субмикронной фракции аэрозоля над континентами наблюдается смешивание химических компонентов внутри каждой частицы, т. е. внутреннее смешивание. Для атмосферного аэрозоля над морскими акваториями субмикронная фракция характеризуется внешним смешиванием [189, 302]. Если для континентального аэрозоля в субмикронной фракции присутствует 15—30 % сульфатов, то в морском аэрозоле субмикронная фракция содержит 30—60 % сульфатов. Обогащение сульфатами субмикронной фракции морского аэрозоля по сравнению с континентальным объясняется, по-видимому, большим временем их жизни по сравнению с другими компонентами аэрозолей, образующихся *in situ*.

1.5.2. Промышленный аэрозоль и водные растворы

Известно, что аэрозоль над промышленно развитыми странами и городской аэрозоль характеризуются наличием свободного аэрозоля, обладающего высокой поглощательной способностью для видимого и инфракрасного излучений [101, 196, 197, 211]. С другой стороны, промышленный аэрозоль постоянно пополняется вновь образовавшимися частицами из газовой фазы, которые имеют малые геометрические размеры. Таким образом, промышленный аэрозоль содержит в значительном количестве тонкодисперсную фракцию, которая значительно поглощает видимое и особенно инфракрасное излучение в области спектра $\lambda > 1$ мкм. Отличительной особенностью мелкодисперсного аэрозоля является тот факт, что его реальные оптические свойства могут существенно отличаться от оптических свойств, вычисленных на основе оптических констант материалов, формирующих тонкодисперсную фракцию аэрозоля.

Частицы сажи, пироуглерода или других близких к ним по структуре углеводородов, образующиеся при выделении свободного углерода, должны иметь модалый радиус $r_m \approx 0,01 \dots 0,03$ мкм. Тонкодисперсная фракция сажистых частиц в процессе гетеромолекулярной коагуляции пополняет субмикронную фракцию аэрозолей свободным углеродом, что приводит к значительному увеличению поглощающих свойств субмикронной фракции частиц, а также частиц минерального аэрозоля. При повышенной влажности атмосферы частицы аэрозоля частично или полностью растворяются, и мелкодисперсный сажистый нерастворимый аэрозоль присутствует в каплях в виде вкраплений, нарушающих ее оптическую однородность. При высокой влажности сажистые частицы промышленного аэрозоля являются ядрами конденсационного роста частиц.

Большинство компонентов, образующихся *in situ*, являются растворимыми. В связи с этим очевидно влияние относительной влажности на химический состав, оптические свойства и микро-

структуру атмосферных аэрозолей. С увеличением относительной влажности модальный радиус частиц сдвигается в сторону больших размеров. Если для частиц растворов H_2SO_4 с увеличением влажности r_m возрастает монотонно, то для сульфатов NH_4HSO_4 и $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ изменение молярной плотности частиц происходит ступенчато при влажности 39 и 81 % соответственно. Это явление, вызванное резким поглощением воды веществом при превышении вполне определенного критического значения относительной влажности, характерно и для других растворимых соединений, представленных в табл. 1.13.

Таблица 1.13
КРИТИЧЕСКИЕ ЗНАЧЕНИЯ ОТНОСИТЕЛЬНОЙ
ВЛАЖНОСТИ, ПРИ КОТОРЫХ ПРОИСХОДИТ
РАСТВОРЕНИЕ АЭРОЗОЛЬНЫХ КОМПОНЕНТОВ

Вещество	f %	Вещество	f %
LiCl	13	NaCl	76
CaCl ₂	18	NH ₄ Cl	77
MgCl ₂	33	(NH ₄) ₂ SO ₄	80
NH ₄ HSO ₄	39	KCl	85
Zn(NO ₃) ₂	45	Na ₂ SO ₄	86
NH ₃ NO ₃	62	MgSO ₄	91
NaNO ₃	74	KNO ₃	92

От относительной влажности зависит плотность вещества, формирующего аэрозоль. Учитывая, что плотность H_2SO_4 и $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ соответственно равны 1,84 и 1,77 г/см³, можно ожидать, что плотность реального сульфатного аэрозоля в зависимости от относительной влажности будет изменяться от 1 до 2 г/см³. По данным [167], значение средней плотности сухого остатка атмосферных аэрозольных частиц над ФРГ составило $(1,82 \dots 1,93) \pm 0,042$ г/см³. Учет влияния влажности на плотность можно произвести по формуле, предложенной Ханелом [166]:

$$\rho(r) = \rho_w + (\rho_0 - \rho_w) \left(\frac{r_a(r)}{r_a^0} \right)^{-3}, \quad (1.13)$$

где ρ_w — плотность воды, $r_a(r)$ — эквивалентный радиус «мокрой» частицы, r_0 — эквивалентный радиус сухой частицы.

1.6. ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ, ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И МИКРОСТРУКТУРА СТРАТОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ

В лучистом теплообмене атмосферы важная роль принадлежит стратосферному аэрозолю, поэтому исследование его микрофизических свойств [90, 91], химического состава [198, 202] и пространственного распределения представляет большой

интерес. Успешная разработка и широкое применение аэрозольного радиозонда группой сотрудников университета штата Вайоминг позволили получить сведения о глобальном распределении аэрозоля в тропосфере и стратосфере [176—188, 242, 261—263]. Сотрудники этого университета осуществили программу аэрозольных зондирований атмосферы для определения вертикальных профилей концентрации аэрозоля, озона и водяного пара в различных точках земного шара от полярной станции на ледяном острове в Арктике (85° с. ш.) до Южного полюса. Аэрозольная аппаратура, основанная на использовании фотоэлектрического счетчика частиц, позволила получить новые интересные данные об атмосферном аэрозоле, причем главное внимание было уделено проблеме стратосферного аэрозоля. Важное методическое значение имел советско-американский аэрозольный эксперимент, главной целью которого были одновременные измерения характеристик аэрозоля при помощи аэрозольного радиозонда и с применением прямых методов (путем забора проб) [29].

Основу аэрозольного радиозонда (АР) составляет двухканальный фотоэлектрический счетчик частиц, который позволяет измерять концентрацию двух фракций частиц диаметром более 0,3 и 0,5 мкм путем забора воздуха при помощи насоса со скоростью $\frac{3}{4}$ л/мин. Для устранения загрязнения от оболочки радиозонда счетчик подвешен на расстоянии 90 м от оболочки. Измерения производились при подъеме и парашютном спуске АР. При малой концентрации аэрозоля в стратосфере (около 1 частицы диаметром больше 0,3 мкм на 1 см³) скорость счета частиц в стратосфере составляла 10 импульсов в секунду. Аэрозольный радиозонд, масса которого составляет 9 кг, поднимается до высоты около 27 км со скоростью 0,3 км/мин (спуск происходит со скоростью 0,5 км/мин).

Определение концентрации аэрозоля на каждом уровне производится путем осреднения данных регистрации 500 отдельных частиц. Вертикальный профиль суммарной концентрации частиц диаметром больше 0,3 мкм может быть построен по 100 точкам с разрешением по высоте около 250 м. Ошибка измерений концентрации составляет около $\pm 5\%$. В некоторых случаях осуществлялся совместный запуск АР с импактором, что дало возможность определить химический состав частиц, которые в нижней стратосфере представляли собой преимущественно капли концентрированного водного раствора серной кислоты. Поэтому при калибровке АР принимался показатель преломления непоглощающих частиц, равный 1,40.

Большой интерес представляет изучение частиц стратосферного аэрозоля, имеющих радиус меньше 0,1 мкм (в частности, с точки зрения формирования слоя Юнге). Однако до сих пор имеются лишь отрывочные сведения о концентрации ядер конденсации (ЯК). Для систематических аэростатных исследований ЯК Д. Розен [261] разработал специальный счетчик ЯК (радиозонд ядер конденсации — РЯК), основанный на использовании

обычного для подобных измерений двухстадийного принципа: сначала осуществляется конденсация водяного пара на частицах для увеличения их размеров, а затем ведется счет частиц при помощи фотоэлектрического счетчика, аналогичного используемому в аэрозольном радиозонде. Конденсация водяного пара на частицах происходит в «диффузионной облачной камере», в которую генерируется водяной пар.

Уже первые измерения при помощи РЯК обнаружили очень сложный вертикальный профиль концентрации ЯК, существенно изменяющейся даже на расстоянии 50 м. Сопоставление результатов одновременного запуска аэрозольного радиозонда для частиц радиусом больше 0,3 мкм и РЯК 19 декабря 1973 г. в Ларами (штат Вайоминг, США) выявило существенное различие вертикальных профилей концентрации частиц. Так, например, РЯК не дает относительного максимума концентрации вблизи уровня 100 гПа, четко зафиксированного АР. В слое между тропопаузой и уровнем 100 гПа зависимости концентрации от высоты по данным РЯК и АР противоположны, как это и должно быть, если исходить из того, что ЯК имеют тропосферное, а крупные частицы — стратосферное происхождение.

Сравнение данных нескольких запусков РЯК в Ларами свидетельствует о том, что вертикальные профили ЯК довольно стабильны в стратосфере и очень изменчивы в тропосфере. Анализ профилей отношения смеси для ЯК указывает на вероятность существования их источника в верхней тропосфере, который, по-видимому, связан с трассами реактивных самолетов. Оценки количества аэрозоля, продуцируемого самолетами, подтверждают это предположение. Концентрация антропогенных ЯК должна составлять около 1000 см^{-3} , что соответствует данным наблюдений.

В связи с этим следует полагать, что появление стратосферной сверхзвуковой авиации и вызванное ею сильное увеличение концентрации ЯК в стратосфере должно вызвать уменьшение концентрации оптически активных крупных частиц аэрозоля ввиду возросшего числа малых частиц — центров конденсации. Вероятно, сильнее всего эффект ЯК может проявиться в непреднамеренных воздействиях на погоду — увеличении количества облаков верхнего яруса и изменении местных осадков. С этой точки зрения мировую сеть пассажирских линий, обслуживаемых реактивными самолетами, можно рассматривать как гигантскую операцию по воздействию на облака и погоду. Следует поэтому уделить гораздо большее внимание изучению последствий выброса самолетами в верхнюю тропосферу ежегодно продуктов сжигания (примерно 10^8 т топлива).

Данные, полученные в результате измерений [176—188, 261—263], указывают на большую изменчивость содержания аэрозоля в тропосфере и нижней стратосфере и на весьма высокую его стабильность на высотах более 20 км. Последнее свидетельствует о существовании интенсивного «естественного стратосферного

фона» аэрозоля (существование фонового аэрозоля характерно и для тропосферы [33, 244]). Основной вклад в изменчивость общего содержания аэрозоля в стратосфере вносит слой, расположенный между местной тропопаузой и уровнем 15 км, и это определяет наличие четкой корреляции между высотой тропопаузы и общим содержанием аэрозоля в стратосфере (зона изменчивости содержания аэрозоля почти исчезает летом и достигает максимума зимой).

Для лета северного полушария характерно наличие относительно устойчивого стратосферного аэрозольного слоя [261]. Наблюдается близкое соответствие меридиональных разрезов отношения смеси в обоих полушариях летом. Уменьшение максимального отношения смеси по направлению от экватора к полюсам свидетельствует о существовании экваториального источника стратосферного

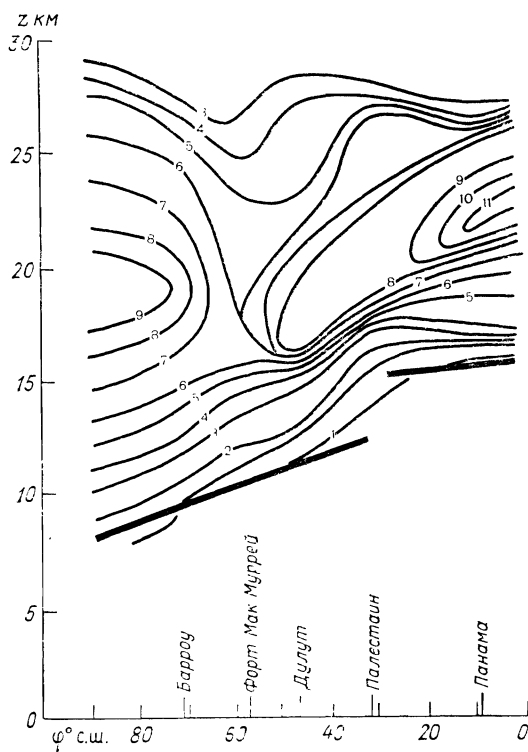


Рис. 1.15. Широтная изменчивость отношения смеси частиц аэрозоля диаметром $\geq 0,3$ мкм.

аэрозоля. Вертикальные профили аэрозоля в высоких и низких широтах менее изменчивы, чем в умеренных (рис. 1.15).

Наблюдения выявили четко выраженные обширные аэрозольные слои в нижней стратосфере и верхней тропосфере, часть которых обусловлена процессами обмена между тропосферой и стратосферой, а остальные порождены вулканической активностью. Иногда эти слои простираются от Барроу (Аляска) до Панама.

В нижней стратосфере наблюдается подобие полей отношения смеси аэрозоля и озона, тогда как в верхней стратосфере и тропосфере такая связь отсутствует, что свидетельствует об иной физической природе тропосферных слоев аэрозоля. Как правило, подобие полей отношений смеси аэрозоля и озона и потенциаль-

ной температуры отсутствует, что указывает на независимость рассмотрения этих параметров как надежных трассеров циркуляции стратосферы. Иногда над Барроу встречались аэрозольные слои на высоте 25 км, что, возможно, связано с наличием перламутровых облаков. Извержение вулкана в Японии ранним летом 1972 г. вызвало появление протяженных пылевых слоев в тропосфере, но не отразилось на стратосфере.

Анализ данных измерений показал, что определяемая по двум фракциям микроструктура аэрозоля почти не изменяется в глобальной стратосфере: отношение концентрации частиц двух фракций (с диаметром более 0,3 и 0,5 мкм) составляет 4—5 [177, 181]. Максимум суммарной концентрации обычно располагается на высотах 22—26 км в экваториальном поясе, снижаясь параллельно тропопаузе до 17—18 км в полярных районах (рис. 1.15). В слое максимума отношение смеси для аэрозоля составляет 8—10 частиц на миллиграмм воздуха, что эквивалентно отношению смеси по массе, равному примерно $1,3 \cdot 10^{-9}$. На уровне тропопаузы отношение смеси может, в зависимости от времени года, уменьшаться до 1—10 раз. Максимум концентрации частиц расположен на 4 км ниже максимума отношения смеси, причем максимальная концентрация варьирует в пределах 0,5—1,5 см⁻³.

Хотя долгопериодные изменения содержания аэрозоля малы, на высотах менее 20 км все же наблюдается заметный годовой ход с максимумом зимой, минимумом летом при амплитуде около 10⁶ частиц/см² для всей толщи стратосферы. В пересчете на всю глобальную стратосферу это приводит к величине продукции аэрозоля за год, равной $6,5 \cdot 10^5$ т. Если предположить, что аэрозоль представляет собой капли 75 %-ного водного раствора серной кислоты и что последняя возникает за счет окисления сернистого газа, то для этого требуется $3,2 \cdot 10^5$ т сернистого газа в год. Принимая средний за год стратосферно-тропосферный обмен массы равным 75 %, можно рассчитать, что в таком случае отношение смеси сернистого газа на уровне тропопаузы должно составлять $0,4 \cdot 10^{-6}$.

Детальный анализ данных наблюдений пространственно-временных вариаций глобального поля концентрации стратосферного аэрозоля по результатам зондирований на 11 станциях (как правило, один раз в два месяца), расположенных в диапазоне широт от 85° с. ш. до 90° ю. ш., показал, в частности, что, кроме слоя Юнге, наблюдаются тонкие слои аэрозоля большой горизонтальной протяженности, которые связаны либо с переносом воздуха через разрывы в тропопаузе умеренных широт, либо с вулканической активностью.

Практическое отсутствие вариаций содержания аэрозоля в слое выше 20 км указывает на то, что продолжительность существования аэрозоля, заброшенного на эти высоты вулканическими извержениями или иным способом, должна быть очень длительной, тогда как ниже 20 км она гораздо короче и в среднем за год составляет около шести месяцев.

Стабильность высотного аэрозоля является, по-видимому, глобальной. Так, например, вертикальные профили концентрации аэрозоля, вычисленные для Арктики с интервалом в один год, не обнаруживают изменений на высотах более 15 км, но указывают на уменьшение содержания аэрозоля в более низких слоях, аналогичное наблюдавшемуся в Ларами (штат Вайоминг). Размер частиц в тропосфере оказался при этом меньшим, чем в стратосфере.

При попытке проанализировать особенности глобального распределения аэрозоля по данным нескольких станций в северном полушарии авторы [177, 181] пришли к выводу о наличии четко выраженного минимума аэрозольного отношения смеси в слое 15—22 км в умеренных широтах, который может быть обусловлен наличием «стока» аэрозоля на уровне «тропопаузной ловушки». Поле концентрации аэрозоля подобно полю концентрации радиоактивных компонентов.

По данным зондирований при помощи аэрозольного радиозонда (АР) в диапазоне широт от 85° с. ш. до 90° ю. ш. за период с конца 1971 г. до середины 1974 г., характеризующийся минимумом вулканической активности, Д. Хофманн, Д. Розен и др. [178, 181] выполнили анализ закономерностей глобальной пространственно-временной изменчивости содержания сульфатного аэрозоля в стратосфере и обсудили возможные источники аэрозоля (рис. 1.16). Данные наблюдений на различных станциях (Южный Полюс, Ларами, дрейфующая станция на широте 85° с. ш. и др.) показали глобальную тенденцию уменьшения содержания аэрозоля со временем. Данные наблюдений указывают на подобие пространственно-временных распределений аэрозоля в обоих полушариях. Особенности годового хода стратосферного аэрозоля, амплитуда которого составляет около $7,5 \cdot 10^5$ частиц/см², объясняются изменчивостью высоты тропопаузы.

Согласно одномерной модели, предложенной К. Юнге, стратосферный аэрозоль формируется в результате диффузии сернистого газа из тропосферы в стратосферу и возникновения сульфатного аэрозоля в ходе реакций окисления. По-видимому, одним из основных источников поступления сернистого газа в стратосферу являются выбросы вулканического материала. В периоды мощных вулканических извержений концентрация стратосферного аэрозоля может повыситься в несколько раз.

В октябре 1974 г. произошло интенсивное извержение вулкана Фуэго в Гватемале (14,5° с. ш., 96° з. д.), обусловившее выброс большого количества вулканического материала в стратосферу. По данным ежемесячных аэрозольных зондирований в Ларами в период октябрь 1974—ноябрь 1975 г. на высотах до 27 км Д. Хофманн и Д. Розен [179] проследили эволюцию поля концентрации аэрозоля в стратосфере после вулканического извержения.

18 февраля 1975 г. был выполнен запуск двух аэрозольных радиозондов, на входе одного из которых находился нагреватель

с целью испарения летучей фракции аэрозоля. Поскольку сравнение данных двух радиозондов показало, что после прогрева аэрозоля с целью испарения жидких частиц концентрация частиц сильно уменьшалась (в слое 15—20 км она практически равна нулю), следует предположить, что вновь образовавшийся после извержения аэрозоль является капельно-жидким и, ве-

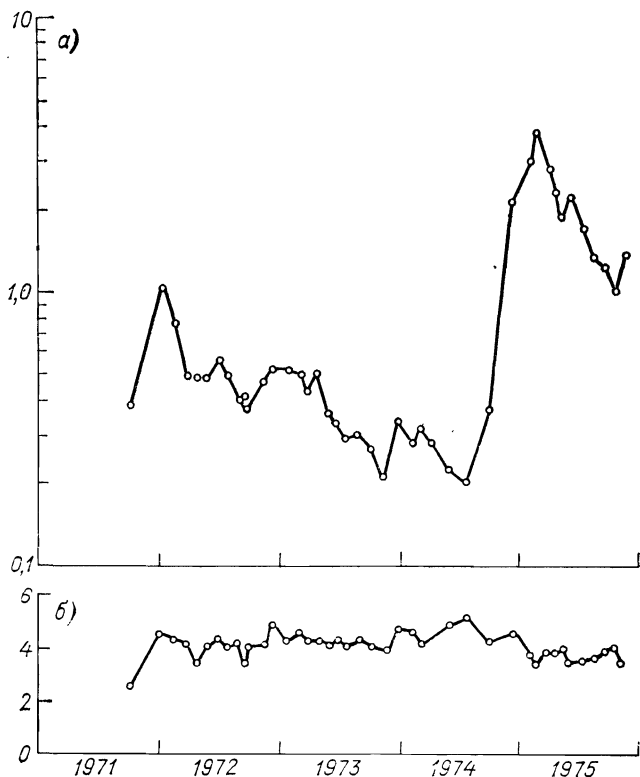


Рис. 1.16. Межгодовая изменчивость общего содержания аэрозоля (а) в слое 15—20 км (10^6 частиц диаметром $\geq 0,3$ мкм) и отношение концентраций частиц (б) диаметрами $\geq 0,3$ и $\geq 0,5$ мкм (по данным наблюдений в Ларами).

роятно, состоит из капель концентрированного (около 75 %) водного раствора серной кислоты. Не исключена и возможность прямого выброса серной кислоты в стратосферу во время вулканического извержения, но более вероятна инжекция сернистого газа. Если кислота образуется в стратосфере путем трансформации газа в капли жидкости, то можно предположить, что процессы формирования аэрозоля являются более быстрыми, чем предполагалось ранее.

Электронно-микроскопический анализ проб на нитроцеллюлозной пленке [261] показал, что частицы состоят из летучей

смеси кристаллоподобного вещества, находящегося в жидкой «матрице». Изменение относительного количества жидкости со временем вызывает вариации текучести частиц. Хотя все частицы содержат значительную долю кристаллоподобного вещества, они являются жидкими на высотах 12—20 км и их физические свойства сходны во всем диапазоне широт 7—79° с. ш. Даже при низких стратосферных температурах не было обнаружено замерзших частиц.

Ранее полученные результаты подтверждают, что менее половины всех частиц содержат нерастворимые ядра. По-видимому, эти ядра не являются активными центрами нуклеации, стимулирующими образование частиц стратосферного аэрозоля. Более вероятно, что нуклеация обусловлена растворимыми кристаллами сульфатов или частицы образуются из газовой фазы.

Вулканический силикатный пепел не является типичным компонентом стратосферного аэрозоля, за исключением коротких периодов времени после сильных извержений. Специфической чертой рассматриваемых результатов измерений является более частое обнаружение нерастворимых ядер в частицах, но внешний вид ядер примерно такой же, как и в обычном стратосферном аэрозоле: наблюдаются единичные или множественные ядра. Поэтому в целом полученные результаты сходны с предыдущими. Пробы, относящиеся к высоким и низким широтам, не обнаруживают заметных различий, но имеется тенденция повышения содержания жидкости и уменьшения числа нерастворимых ядер с высотой, которая проявляется более отчетливо в высоких широтах. Эти выводы требуют, однако, дальнейших подтверждений.

Выполненный Д. Л. Грасом [116—118] анализ проб аэрозоля, полученных при помощи импактора, установленного на реактивном самолете (высоты до 28 км), в период с января 1970 г. по февраль 1977 г., обнаружил преимущественно сернокислотный состав аэрозоля (полеты проводились в районе г. Мильдура, Австралия: 34,2° ю. ш., 142° в. д.). Исключение составили данные для короткого периода полетов в январе 1972 г., когда наблюдались частицы очень разнообразной морфологии. При сопоставлении данных полетов, выполненных 2 февраля, 28 апреля и 1 июля 1977 г., было обнаружено значительное изменение структуры частиц аэрозоля, собранных на углеродную подложку (во время подъема» и «затененных» позднее окисью кремния при лабораторном анализе.

Полученные при помощи электронного микроскопа изображения проб выявляют типичную картину сернокислотного аэрозоля: частицы состоят из небольших ядер, окруженных кольцами капель кислоты. В апрельских пробах наблюдалось увеличение размеров и «эрозия» ядер, что можно рассматривать как следствие возрастания концентрации аммиака. Для июльских проб характерна уже типичная структура частиц сульфата аммиака при наличии очень малого сернокислотного компонента. Многие частицы, захваченные на больших высотах, имеют кристалличе-

скую форму и распознаются как кристаллы сульфата аммония $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$.

Химический анализ данных, полученных в рассматриваемых трех полетах, показал, что сульфаты всегда являются доминирующим компонентом частиц, имеющих радиус от 0,03 до 1 мкм. По данным о концентрации частиц, полученным во время полета 12 ноября 1976 г., масса серной кислоты в столбе атмосферы 12,9—30 км сечением 1 см² равна $1,1 \cdot 10^{-10}$ кг. Для полной нейтрализации этой серной кислоты до $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ требуется $3,7 \cdot 10^{-11}$ кг аммиака, что эквивалентно однородному отношению смеси $2,3 \cdot 10^{-10}$ и общей массе аммиака в глобальной стратосфере, имеющей невероятное значение, порядка 10^8 кг. По-видимому, рассматриваемое явление резкого изменения природы стратосферного аэрозоля является локальным. Но даже и в этом случае оно связано с выбросом в стратосферу большого количества аммиака неизвестного происхождения. Обсуждаемые результаты свидетельствуют о большой важности прямых измерений стратосферного аэрозоля, поскольку обнаруженное радикальное изменение не могло быть зафиксировано при помощи косвенных оптических методик.

Наиболее подробные данные о микроструктуре стратосферного аэрозоля получены в работах [90, 91, 115—118]. Например, в [115—118] измерена микроструктура аэрозоля на высотах 4—10, 10—16, 16—22, 22—28 км в диапазоне размеров частиц 0,1—1 мкм. На высотах 4—10 км обнаружено экспоненциальное убывание числа частиц по размерам без выраженного эффекта насыщения в области малых размеров частиц ($r < 1$ мкм). Эффект уменьшения коэффициента K наклона кривой: $K = \partial N / \partial \ln r_a$ с уменьшением размера частиц обнаружен на высотах 10—16 км. Тенденция такого поведения распределения числа частиц по размерам становится более выраженной для аэрозольных слоев на высотах 16—22 и 22—28 км.

Полученные экспериментальные данные о микроструктуре сульфатного стратосферного аэрозоля были описаны нормально-логарифмическим распределением (1.9), средние значения параметров r_m и σ которого соответственно равны 0,035 мкм и 2.

В периоды вулканических извержений на субмикронную фракцию стратосферного аэрозоля может накладываться и более мелкодисперсная фракция частиц H_2SO_4 с модальным радиусом $r_m \approx 4 \cdot 10^{-2}$ мкм, представляющая собой ядра фотогазохимического превращения SO_2 в результате ионной гидратации. При отсутствии активной вулканической деятельности вклад тонкодисперсной фракции частиц в оптические свойства стратосферного аэрозоля невелик.

Одним из компонентов аэрозоля верхней стратосферы является метеорный аэрозоль. За год Земля получает $1,6 \cdot 10^4$ т метеорного вещества [27]. В вулканически спокойные периоды вулканического вещества поступает $3 \cdot 10^5$ т в год. Таким образом, вклад метеорной пыли мал и составляет $\approx 5\%$. По отношению

к кремнию элементный состав метеорной пыли характеризуется следующими данными: Na (0,04), Mg (0,74), Al (0,06), S (0,40), K (0,001), Ca (0,07), Mn (0,03), Fe (1,25), Ni (0,08) и практически идентичен составу Солнца. В состав метеорной пыли входят преимущественно окислы железа, магния и кремния при наличии в некоторых случаях существенного количества углерода. Содержание серы по массе мало и составляет 10 %. Метеорная пыль может быть доминирующим компонентом аэрозольных ядер. Частицы метеорной пыли с радиусом более 1 мкм могут быть преобладающими на высотах $z > 20$ км. В диапазоне промежуточных размеров частиц 0,1—1 мкм вклад метеорной фракции становится малым. Седиментация способствует удалению частиц всех размеров, но особенно крупных частиц (0,1—1 мкм).

Спорадический приток продуктов распада метеорной пыли может быть источником изменчивости стратосферного аэрозольного слоя. Лишь малая доля метеорных частиц достигает верхней тропосферы.

Предположения о возможной роли глобального стратосферного аэрозоля, как вулканического, так и метеорного происхождения, в динамике стратосферы, в частности в процессах вертикального перемешивания, были впервые высказаны Л. Р. Ракиповой [61]. Там же приведены ориентировочные оценки соответствующих эффектов.

Глава 2

ОПТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АТМОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ И ИХ ВАРИАЦИИ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ МИКРОСТРУКТУРЫ, ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА И ФАЗОВОГО СОСТОЯНИЯ

Атмосферные аэрозоли включают частицы минералов и водные растворы разнообразного химического состава, твердые частицы антропогенного происхождения, кристаллы сульфатов, NaCl и других солей, частицы льда, жидкие и твердые частицы органических компонентов, растворы H_2SO_4 и морских солей. Естественно ожидать, что оптические свойства атмосферных аэрозольных образований будут варьировать в широких пределах в зависимости от химического состава, микроструктуры и фазового состояния частиц. Оптические характеристики атмосферного аэрозоля определяются микроструктурой аэрозоля и оптическими константами (комплексным показателем преломления) вещества, формирующего аэрозоль. Соотношением между действительной и мнимой частями комплексного показателя преломления компонента заданного химического состава во многом определяются

свойства аэрозолей поглощать и рассеивать излучение в оптическом диапазоне спектра. При этом особенно важно учитывать реальную способность аэрозоля поглощать коротковолновую и длинноволновую радиацию, так как поглощающие свойства аэрозоля оказывают часто определяющее влияние на радиационный режим атмосферы и структуру ее радиационного баланса.

2.1. ПРИМЕНЕНИЕ ТЕОРИИ МИ К РАССЕЯНИЮ ИЗЛУЧЕНИЯ АТМОСФЕРНЫМИ ПОЛИДИСПЕРСНЫМИ СИСТЕМАМИ АЭРОЗОЛЕЙ

Основные закономерности процессов переноса излучения полидисперсным атмосферным аэрозолем можно понять, применив теорию Ми рассеяния излучения к атмосферным частицам. Интервал распределения частиц по размерам для атмосферного аэрозоля довольно широк. Однако, предполагая, что частицы заданного ансамбля аэрозолей являются сферическими и рассеивают излучение независимо, реальную картину рассеивающих и поглощающих свойств полидисперсного аэрозоля можно получить, выполнив расчеты интересующих величин для отдельных частиц, и затем осуществить их интегрирование в соответствии с функцией распределения числа частиц по размерам, которая в общем случае может быть произвольной.

Известно, что коэффициент ослабления, рассчитанный на одну частицу, определяется формулой

$$\sigma_{a\lambda} = \pi r_a^2 Q(x), \quad (2.1)$$

где $Q(x)$ — фактор ослабления излучения одной частицей с параметром $x = 2\pi r_a/\lambda$ (r_a — радиус частицы). Для аэрозоля с функцией распределения числа частиц по размерам $\gamma(r_a)$ объемный коэффициент аэрозольного ослабления имеет вид

$$\sigma_{a\lambda} = \int_0^\infty \pi r_a^2 Q(x) \gamma(r_a) dr_a. \quad (2.2)$$

Коэффициенты аэрозольного рассеяния и поглощения определяются подобными же формулами:

$$\sigma_{a\lambda}^a = \int_0^\infty \pi r_a^2 Q_s(x) \gamma(r_a) dr_a, \quad (2.3)$$

$$\sigma_{a\lambda}^s = \int_0^\infty \pi r_a^2 Q_a(x) \gamma(r_a) dr_a. \quad (2.4)$$

Функции $Q(x)$, $Q_s(x)$, $Q_a(x)$ вычисляются по формулам Ми и известным оптическим константам вещества, из которого состоит аэрозоль. Более простые аппроксимации этих величин предложены Ван де Хюлстом [3].

Угловое распределение рассеянного сферической частицей излучения для всех размеров и длин волн описывается двумя компонентами распределения интенсивности: $I_{\perp}(\theta)$ и $I_{\parallel}(\theta)$, поляризованными соответственно перпендикулярно и параллельно плоскостям наблюдения. Эти компоненты пропорциональны двум функциям распределения интенсивности (i_1 и i_2) соответственно:

$$i_1(x, m, \theta) = |S_1|^2 = \left| \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} (a_n \tau_n + b_n \tau_n) \right|^2 = \\ = |\operatorname{Re}(S_1)|^2 + |\operatorname{Im}(S_1)|^2, \quad (2.5)$$

$$i_2(x, m, \theta) = |S_2|^2 = \left| \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} (a_n \tau_n + b_n \tau_n) \right|^2 = \\ = |\operatorname{Re}(S_2)|^2 + |\operatorname{Im}(S_2)|^2, \quad (2.6)$$

где n — индекс суммирования, m — комплексный показатель преломления. При $x > 1$ ряды сходятся медленно и для удовлетворительной сходимости требуется тем большее число членов, чем больше x . При $x \ll 1$ и $m \approx 1$ первый член каждого ряда соответствует рэлеевскому рассеянию.

В формулах (2.5) и (2.6) S_1 и S_2 — безразмерные комплексные амплитуды рассеянных волн, пропорциональные интенсивностям $I_{\perp}(\theta)$ и $I_{\parallel}(\theta)$, комплексные функции a_n и b_n — амплитуды n -й электрической и магнитной парциальных волн, аргументы которых выражаются через параметры частицы x , m и не зависят от угла рассеяния θ . Функции τ_n и τ_n зависят только от угла θ и выражаются через первые и вторые производные полиномов Лежандра n -го порядка с аргументом $\cos \theta$. Символы Re и Im обозначают действительную и мнимую части S_1 и S_2 .

Если на частицу падает неполяризованная волна при солнечном облучении, электрический вектор которой состоит из двух равных взаимно перпендикулярных компонент, не связанных условием когерентности, тогда рассеянный свет также состоит из двух некогерентных компонент:

$$I(\theta) = \frac{I_{\perp}(\theta) + I_{\parallel}(\theta)}{2} = E \frac{\lambda^2}{4\pi} \left(\frac{i_1 + i_2}{2} \right). \quad (2.7)$$

Для полидисперсной системы частиц

$$I(\theta) = \int_0^{\infty} E \frac{\lambda^2}{4\pi} \left(\frac{i_1 + i_2}{2} \right) \gamma(r_a) dr_a, \quad (2.8)$$

а индикатриса рассеяния

$$f(\theta) = \int_0^{\infty} \left(\frac{i_1 + i_2}{2} \right) \gamma(r_a) dr_a. \quad (2.9)$$

Детальное обсуждение расчетов входящих в формулы (2.1) — (2.9) величин изложено в монографиях [3, 8, 11].

Расчеты индикатрис рассеяния для полидисперсных ансамблей частиц требуют больших затрат машинного времени. Этим объясняется тот факт, что данные по индикатрисам рассеяния различными фракциями атмосферных аэрозолей крайне ограничены. Имеющиеся данные [8, 9] относятся к водному аэрозолю, который в чистом виде реализуется довольно редко. В связи с этим в работах Н. И. Москаленко, В. Ф. Терзи [41—48] были выполнены детальные вычисления по формулам (2.1)—(2.4) и (2.9) коэффициентов ослабления, рассеяния, поглощения и индикатрис рассеяния для различных микроструктур атмосферного аэрозоля реального химического состава. Вычисления выполнены для разнообразных микроструктур и химического состава атмосферных аэрозолей с целью разработки замкнутых моделей оптических характеристик аэрозоля для различных климатических зон Земли. Были вычислены оптические характеристики частиц льда и водяных капель, частиц пылевого облака Сахары и континентальной минеральной пыли, частиц морских солей и водного солевого раствора, частиц водных растворов для сельской местности и промышленных районов, частиц сульфата аммония и растворов серной кислоты. Прежде чем перейти к обсуждению результатов этих расчетов, проанализируем информацию по оптическим константам компонентов, формирующих атмосферный аэрозоль.

2.2. ОПТИЧЕСКИЕ КОНСТАНТЫ КОМПОНЕНТОВ АТМОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ

2.2.1. Оптические постоянные почвенно-эрозионного (минерального) аэрозоля

Почвенный аэрозоль по своему химическому составу имеет довольно сложный минералогический и микроэлементный состав. Поэтому оптические свойства тропосферного почвенного аэрозоля можно попытаться характеризовать либо усреднением величины действительной (n) и мнимой (k) частей комплексного показателя преломления $m = n - ik$, полученных в ходе экспериментов в различных точках земного шара, отмеченных почвенно-эрозионной активностью, либо идти по пути синтеза его оптических свойств на основе изучения оптических констант основных составляющих этого типа аэрозоля.

Следует, однако, отметить, что для адекватного описания реального аэрозоля оба пути требуют весьма осторожного подхода, поскольку необходимо иметь в виду, что, во-первых, оптические свойства не всегда являются линейными функциями оптических констант, а, во-вторых, поскольку, как отмечалось выше, существует своеобразное распределение по размерам и химического состава аэрозоля, реконструирование его оптических свойств следует производить, учитывая оптическую многокомпонентность, а не простым аддитивным отражением усредненного процентного

химического состава аэрозоля. Тем не менее, нужно признать, что такой последовательный, корректный подход к решению этого вопроса в настоящее время, к сожалению, трудно осуществим, так как, как правило, мы не располагаем в полном объеме необходимыми экспериментальными данными.

Данные работ [1, 8, 9, 16, 17, 20, 27, 54, 55, 59, 60, 67, 68, 118, 129, 154, 236, 237, 243, 285, 287] по оптическим константам сухого почвенно-эрозионного аэрозоля, продуцированного в различных частях света, показывают, что в видимой области спектра коэффициент преломления n для этого типа аэрозоля варьирует в относительно узких пределах, от 1,5 до 1,558. Исследование спектральной зависимости величины n в диапазоне 400—700 нм обнаруживает тенденцию к росту действительной части коэффициента преломления n в ближней ультрафиолетовой области. Значения мнимой части k комплексного показателя преломления оказываются более изменчивыми (табл. 2.1) по сравнению с величиной n , что, несомненно, является отражением большей чувствительности коэффициента поглощения k к изменчивости хими-

Таблица 2.1

ЗНАЧЕНИЯ МНИМОЙ ЧАСТИ КОМПЛЕКСНОГО ПОКАЗАТЕЛЯ ПРЕЛОМЛЕНИЯ
ПОЧВЕННО-ЭРОЗИОННОГО АЭРОЗОЛЯ, ПРОДУЦИРОВАННОГО
В РАЗЛИЧНЫХ РАЙОНАХ МИРА

Место взятия пробы	k	λ , мкм	Источник
Репетек, СССР	0,015—0,005	Видимая область	[26]
Программа КЭНЭКС	0,011—0,008	То же	[214]
Нью-Мексико, США	0,016—0,009	"	[129]
	0,009—0,005		[221]
	0,0112		[220]
	0,0051		
	0,0051		
	0,0066	1,70	
Штат Техас, США	0,005	Видимая область	[159]
Пустыня Негев, Израиль	0,0103	0,3	[159]
	0,0053	0,69	
	0,0053	1,06	
	0,0068	1,70	
Зона Панамского канала	0,0154	0,3	[220]
	0,0114	0,69	
	0,0119	1,06	
	0,0147	1,70	
Сахарский аэрозольный слой (САС)	0,025	0,3	[293]
	0,008	0,5	[294]
	0,0038	0,6	
	0,018	0,375	
	0,008	0,468	
	0,0029	0,610	

ческого состава компонент почвенно-эрозионного аэрозоля. Это обстоятельство, как отмечалось выше, должно проявляться и в зависимости величины χ от размеров частиц исследуемой фракции аэрозоля. Иллюстрацией этому могут служить данные работы [214], согласно которым величина χ с уменьшением радиуса частиц аэрозоля от 11 до 1,1 мкм увеличивается, в зависимости от длины волны, от 2 раз в ближней ультрафиолетовой области до 20 раз в ближней инфракрасной области.

Как правило, расчеты распространения электромагнитного излучения в атмосфере осуществляются в предположении однородных сферических частиц аэрозоля, имеющих одинаковый комплексный показатель преломления и единую микроструктуру. Однако реальный аэрозоль характеризуется наличием различных компонентов разного происхождения, обладающих специфическими оптическими свойствами и микроструктурой. Так, например, совершенно различны частицы из углерода и аэрозоль почвенного происхождения. Имеющиеся данные свидетельствуют о существовании зависимости оптических характеристик от размеров частиц. В частности, частицы крупнее одного микрометра обладают малым значением мнимой части комплексного показателя преломления, а субмикронная фракция характеризуется быстрым возрастанием показателя поглощения с уменьшением размеров.

В состав частиц крупнодисперсной фракции, имеющей почвенное происхождение, входят силикатные глины, кальцит, кварц и небольшое количество минералов изверженных пород местного происхождения. Субмикронный аэрозоль состоит главным образом из сульфата аммония и углерода. При моделировании минералогического состава аэрозоля по данным о спектре поглощения пылевого аэрозоля в интервале длин волн 2,5—40 мкм авторы [214] пришли к выводу, что главными компонентами являются: монтмориллонитовые, иллитовые и каолинитовые глины, кварц, кальций и нитрат натрия. Лабораторные измерения показателя поглощения подобной смеси дали значение меньше 0,0001, тогда как измерения для пыли пустынь привели к значению 0,01. Отсюда следует, что реальный аэрозоль содержит поглощающие компоненты, которые не проявились при лабораторных измерениях [140, 164, 237, 240, 293, 294].

Д. Д. Линдберг и Д. Б. Гиллеспы [221] выполнили качественный анализ химического состава и измерения мнимой части комплексного показателя преломления отдельных компонентов проб атмосферного аэрозоля, полученных в феврале—марте 1976 г. на ракетном полигоне в пустыне Уайт-Сэндс (штат Нью-Мексико, США). Пробы брались при помощи восьмиканального каскадного импактора Андерсона, основанного на использовании аэродинамического принципа разделения частиц различных фракций. Для выполнения анализов пробы накапливались за срок около трех месяцев. Химический состав проб определялся путем спектроскопического анализа вещества аэрозоля, впрыснутого в «таблетки» из бромистого калия.

В образцах идентифицировано присутствие глинистых минералов, кварца, кальцита, гипса, сульфата аммония и углерода (углерод определялся независимо) в различных количествах в зависимости от фракции частиц. Определенные по методике измерений диффузной отражательной способности значения мнимой части комплексного показателя преломления на различных длинах волн свидетельствуют о ее значительной изменчивости в зависимости от размеров частиц (диаметр частиц варьирует в пределах 0,43—11 мкм), которая к тому же неодинакова для различных длин волн. Наиболее активным поглощающим компонентом

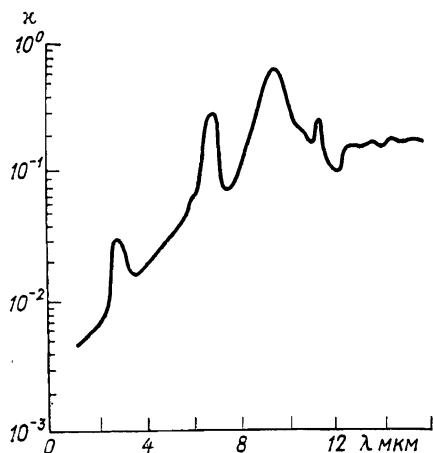


Рис. 2.1. Спектральная зависимость мнимой части κ показателя преломления для вещества почвенно-эрозионного аэрозоля в инфракрасной области спектра.

является углерод. Состав субмикронной фракции аэрозоля характеризуется преобладанием сульфата аммония и углерода, тогда как частицы, размеры которых превосходят несколько микрон, состоят главным образом из слабо поглощающих минеральных частиц почвенного происхождения (в последнем случае поглощение существенно проявляется лишь в видимой области спектра).

Спектральный ход коэффициента поглощения κ , так же как спектральный ход коэффициента n , характеризуется ростом в близкой ультрафиолетовой области [159]. При исследовании поведения величины κ в инфракрасной области спектра наблюдалось наличие минимума поглощения веществом частиц почвенно-эрозионного аэрозоля вблизи 1 мкм [221, 240]. Однако, начиная с длин волн около 1,5 мкм κ значительно увеличивается, достигая максимума вблизи 10 мкм. Результаты измерений показывают [240], что для песчаной почвы характерно наличие максимума показателя поглощения (порядка 0,8) при 9,2 мкм, обусловленного влиянием полосы поглощения SiO_2 , и минимума при 1 мкм. Как видно из рис. 2.1, эти спектральные особенности и проявляются в зависимости κ от λ для аэрозольного вещества.

Изучение спектрального хода κ_λ для другого важного компонента почвенно-эрозийного аэрозоля (рис. 2.2) Al_2O_3 — показало [287], что в этом случае вблизи 1 мкм имеется глубокий минимум поглощения (величина κ достигает значений около $5 \cdot 10^{-8}$), который с увеличением длины волны сменяется сильным ростом коэффициента поглощения вплоть до 10—20 мкм ($\kappa \approx 10$), после

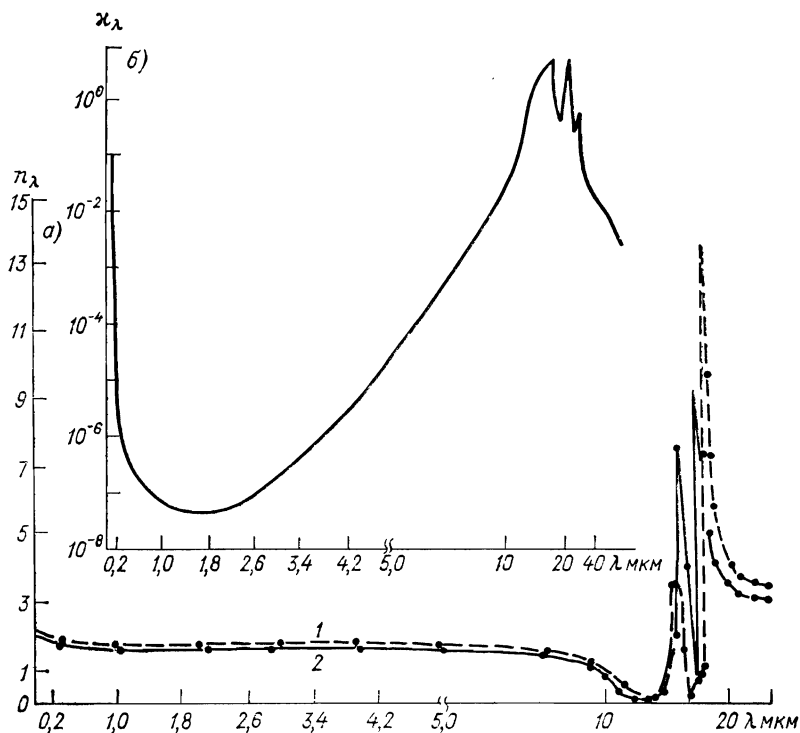


Рис. 2.2. Спектральная зависимость действительной (а) и мнимой (б) частей комплексного показателя преломления Al_2O_3 .

1 — обыкновенный луч, 2 — необыкновенный луч.

чего вновь наблюдается спад. Поведение вещественной части комплексного показателя преломления (рис. 2.3) в указанном диапазоне длин волн обнаруживает почти полное постоянство величины n вплоть до 10 мкм ($n \approx 1,8$). Однако в более длинноволновой области (18—40 мкм) монотонный спектральный ход сменяется двумя максимумами, в которых n достигает значений 8—10 и 14 для обыкновенного и необыкновенного лучей соответственно.

Большой интерес представляют данные об оптических константах такого сильно поглощающего в видимой области спектра компонента почвенно-эрозийного аэрозоля, как Fe_2O_3 (гематит) [16]. Величина κ здесь имеет значения 0,0165 ($\lambda = 0,5$ мкм);

0,0154 ($\lambda = 0,55$ мкм) и 0,0135 ($\lambda = 0,6$ мкм). В диапазоне длин волн 1,1—11,6 мкм поглощение гематитом резко падает ($\kappa \leq 0,0005$), однако затем вновь начинает расти, достигая значения 0,21 при $\lambda = 15$ мкм. Спектральный ход коэффициента преломления n характеризуется монотонным уменьшением от значения 3,014 при $\lambda = 0,4$ мкм до 0,55 при $\lambda = 15$ мкм.

В зависимости от химического состава минералов изменяются действительная и мнимая части комплексного показателя преломления. В табл. 2.2 представлены величины n и κ показателя преломления для обсидиана слабого остекления, обсидиана с прожилками кобальта, базальтового стекла, базальта и андезита. Микроэлементный состав этих минералов представлен в табл. 2.3.

Важным моментом в оценке комплексного показателя преломления аэро-

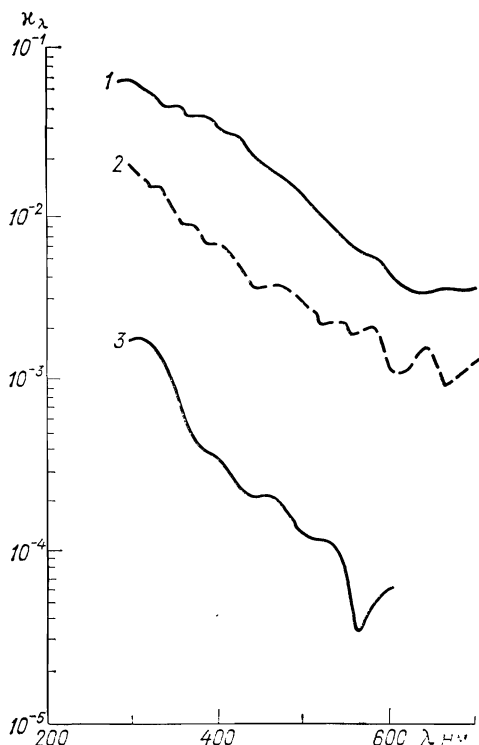


Рис. 2.3. Мнимая часть κ комплексного показателя преломления.

1 — солевая фракция Атлантики, 2 — NaCl, 3 — континентальная пыль.

золя в реальных условиях является учет зависимости n и κ от относительной влажности воздуха f . В работе [166] учет этого фактора предлагается производить по формулам

$$n = n_w + (n_0 + n_w) \left(1 + \frac{\rho_0}{\rho_w} \frac{m_w}{m_0} \right)^{-1}, \quad (2.10)$$

$$\kappa = \kappa_w + (\kappa_0 - \kappa_w) \left(1 + \frac{\rho_0}{\rho_w} \frac{m_w}{m_0} \right)^{-1}, \quad (2.11)$$

где индексами 0 и w обозначен сухой и «мокрый» аэрозоль соответственно. Действительная и мнимая части комплексного показателя преломления воды представлены в табл. 2.4.

Расчеты изменения величин n и κ в функции от f для городского аэрозоля Майнца [166] показывают, что при изменении относительной влажности от 20 до 99 % величина n в зависимости от радиуса частицы изменяется от 1,545 до 1,341—1,338, а κ — соответственно от 0,047 до 0,001.

Таблица 2.2

ДЕЙСТВИТЕЛЬНАЯ (n) И МНИМАЯ (k) ЧАСТИ ПОКАЗАТЕЛЯ ПРЕЛОМЛЕНИЯ
ДЛЯ РАЗЛИЧНЫХ МИНЕРАЛОВ

λ	1		2		3		4		5	
	n	$k \cdot 10^3$	n	$k \cdot 10^3$	n	$k \cdot 10^3$	n	$k \cdot 10^3$	n	$k \cdot 10^3$
0,21	1,62		1,60		1,68		1,59		1,60	
0,25	1,55		1,55		1,61		1,53		1,53	
0,29	1,53		1,53		1,60				1,48	
0,30	1,51	0,38	1,51	0,24	1,60				1,47	0,91
0,34	1,49	0,25	1,49	0,047	1,58			0,93		1,00
0,38	1,49	0,20	1,49	0,024	1,57			0,87		1,10
0,42	1,48	0,20	1,48	0,023	1,57	0,64		0,85		1,20
0,50	1,48	0,23	1,48	0,025	1,57	0,48	1,52	0,92	1,47	1,40
0,60		0,27		0,029		0,43		0,99		1,50
0,70		0,30		0,031		0,47		1,10		1,70
1,00	1,47	0,40	1,46	0,044	1,55	0,58	1,51	1,60	1,47	2,30
1,50	1,46	0,50	1,45	0,064	1,54	0,63	1,51	2,20	1,47	3,20
2,00	1,45	0,53	1,44	0,080	1,54	0,50	1,51	2,70	1,46	3,80
2,50	1,43	0,56	1,43	0,100	1,53	0,25	1,50	3,10	1,46	4,10
3,00	1,42	0,97	1,42	0,64	1,52	0,47	1,48	4,30	1,46	5,60
3,50		0,69		0,22		0,35		4,10		5,80
4,00	1,39	0,65	1,39	0,20	1,50	0,37	1,47	3,90	1,43	6,30
4,50	1,35	0,52	1,34	0,57		0,53		4,40		7,30
5,00	1,35	2,10	1,34	2,50	1,46	1,50	1,43	6,00	1,40	8,60
5,50		5,00		5,60				8,30		10,0
6,00	1,27	17,0	1,27	18,0	1,40	20,0	1,37	13,0	1,35	12,0
6,50	1,22	27,0	1,21	28,0	1,36	32,0	1,32	20,0	1,31	17,0
7,00	1,14	46,0	1,13	47,0	1,30	52,0	1,27	34,0	1,26	28,0
7,50	1,02	86,0	1,01	89,0	1,21	89,0	1,18	61,0	1,18	49,0
8,00	0,81	210	0,79	220	1,11	170	1,04	130	1,06	100
8,50	0,76	700	0,74	720	0,98	340	0,84	350	0,87	270
9,00	0,77	1100	0,77	1100	0,96	700	0,94	860	0,77	850
9,50	1,65	1710	1,67	1800	1,26	1100	1,32	970	1,31	920
10,0	2,39	800	2,42	810	1,69	1100	1,65	1200	1,60	1100

λ	1		2		3		4		5	
	n	$\kappa \cdot 10^3$	n	$\kappa \cdot 10^3$	n	$\kappa \cdot 10^3$	n	$\kappa \cdot 10^3$	n	$\kappa \cdot 10^3$
10,5	2,12	340	2,14	350	2,04	940	2,17	930	1,93	860
11,0	1,93	220	1,95	220	2,20	570	2,21	390	2,16	420
11,5	1,81	190	1,82	190	2,11	340	2,02	200	1,96	200
12,0	1,72	180	1,74	180	2,01	230	1,90	140	1,83	130
12,5	1,67	190	1,68	190	1,93	180	1,80	110	1,74	100
13,0	1,63	210	1,64	210	1,87	160	1,73	100	1,67	95
13,5	1,61	240	1,62	230	1,81	140	1,66	100	1,60	96
14,0	1,60	250	1,61	250	1,77	140	1,59	110	1,54	110
14,5	1,59	260	1,60	260	1,72	140	1,52	140	1,47	130
15,0	1,59	260	1,60	260	1,68	140	1,44	190	1,40	170
15,5	1,58	260	1,58	260	1,65	160	1,36	280	1,32	260
16,0	1,56	260	1,57	250	1,61	180	1,32	450	1,28	410
16,5	1,53	260	1,54	250	1,57	210	1,44	640	1,38	580
17,0	1,49	260	1,50	250	1,53	240	1,62	630	1,54	590
17,5	1,44	270	1,45	260	1,50	290	1,65	580	1,57	540
18,0	1,38	300	1,39	290	1,47	350	1,67	620	1,59	580
18,5	1,31	340	1,32	330	1,45	420	1,80	650	1,68	620
19,0	1,23	420	1,24	400	1,45	500	1,88	570	1,78	560
19,5	1,14	540	1,14	500	1,46	590	1,88	470	1,79	470
20,0	1,08	720	1,06	680	1,50	690	1,84	420	1,76	420
21,0	1,18	1300	1,11	1300	1,66	840	1,73	430	1,66	420
22,0	1,94	1700	1,92	1800	1,89	910	1,69	540	1,62	530
23,0	2,56	1200	2,56	1200	2,10	850	1,77	676	1,70	660
24,0	2,59	780	2,57	810	2,24	730	1,92	710	1,84	690
25,0	2,56	540	2,56	580	2,31	590	2,02	670	1,94	650
27,0	2,42	280	2,44	300	2,32	390	2,24	530	2,10	530
30,0	2,26	150	2,28	150	2,27	240	2,20	420	2,11	470
35,0	2,20	66	2,32	76	2,20	140	2,26	240	2,21	270
40,0	2,03	80	2,26	120	2,15	97	2,21	130	2,16	150
45,0	1,96	95	2,29	130	2,12	75	2,16	89	2,11	97
50,0	1,96	110	2,29	140	2,11	61	2,14	71	2,08	73

Примечание. 1 — обсидиан слабого остекления, 2 — обсидиан с прожилками кобальта, 3 — базальтовое стекло, 4 — базальт, 5 — андезит.

Таблица 2.3
МИКРОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ (%)

Элемент	Обсидиан малого остекления	Обсидиан с прожилками кобальта	Базальтовое стекло	Базальт	Андезит
SiO ₂	73,45	76,20	53,45	53,25	54,15
Mg ₂ O ₃	13,67	13,06	15,26	16,87	16,49
Fe ₂ O ₃	0,51	0,41	5,24	3,11	2,56
FeO	1,21	0,60	2,71	4,68	4,96
MgO	0,32	0,12	7,06	6,19	6,04
CaO	1,07	0,44	11,64	8,02	7,13
N ₂ O	4,57	4,41	2,29	3,56	3,73
KrO	4,28	3,91	0,52	0,96	2,02
H ₂ O ⁺	0,29	0,26	0,06	0,89	1,06
H ₂ O ⁻	0,07	0,10	0,03	0,43	0,11
CO ₂	0	0,08	0,02	0,27	0,16
TiO ₂	0,23	0,09	1,16	0,87	1,03
P ₂ O ₅	0,07	0,02	0,12	0,23	0,29
MnO	0,02	0,14	0,23	0,16	0,14
BaO	0,104	0,074	0,15	0,59	0,052
Полный	99,86	99,81	99,80	99,55	99,92

Таблица 2.4
ОПТИЧЕСКИЕ КОНСТАНТЫ ВОДЫ: ДЕЙСТВИТЕЛЬНАЯ (*n*) И МНИМАЯ (*κ*)
ЧАСТИ КОМПЛЕКСНОГО ПОКАЗАТЕЛЯ ПРЕЛОМЛЕНИЯ

λ мкм	κ (λ)	n (λ)	λ мкм	κ (λ)	n (λ)	λ мкм	κ (λ)	n (λ)
0,200	1,10 —7	1,396	0,550	1,96 —9	1,333	0,900	4,86 —7	1,328
0,225	4,90 —8	1,373	0,575	3,60 —9	1,333	0,925	1,06 —6	1,328
0,250	3,35 —8	1,362	0,600	1,09 —8	1,332	0,950	2,93 —6	1,327
0,275	2,35 —8	1,354	0,625	1,39 —8	1,332	0,975	3,48 —6	1,327
0,300	1,60 —8	1,349	0,650	1,64 —8	1,331	1,00	2,89 —6	1,327
0,325	1,08 —8	1,346	0,675	2,23 —8	1,331	1,20	9,89 —6	1,324
0,350	6,50 —9	1,343	0,700	3,35 —8	1,331	1,40	1,38 —4	1,321
0,375	3,50 —9	1,341	0,725	9,15 —8	1,330	1,60	8,55 —5	1,317
0,400	1,86 —9	1,339	0,750	1,56 —7	1,330	1,80	1,15 —4	1,312
0,425	1,30 —9	1,338	0,775	1,48 —7	1,330	2,00	1,10 —3	1,306
0,450	1,02 —9	1,337	0,800	1,25 —7	1,329	2,20	2,89 —4	1,296
0,475	9,35 —10	1,336	0,825	1,82 —7	1,329	2,40	9,56 —4	1,279
0,500	1,00 —9	1,335	0,850	2,93 —7	1,329	2,60	3,17 —3	1,242
0,525	1,32 —9	1,334	0,875	3,91 —7	1,328	2,65	6,70 —3	1,219

λ МКМ	$\kappa(\lambda)$	$n(\lambda)$	λ МКМ	$\kappa(\lambda)$	$n(\lambda)$	λ МКМ	$\kappa(\lambda)$	$n(\lambda)$
2,70	0,019	1,188	6,1	0,131	1,319	16,5	0,428	1,351
2,75	0,059	1,157	6,2	0,0880	1,363	17,0	0,429	1,376
2,80	0,115	1,142	6,3	0,0570	1,357	17,5	0,429	1,401
2,85	0,185	1,149	6,4	0,0449	1,347	18,0	0,426	1,423
2,90	0,268	1,201	6,5	0,0392	1,339	18,5	0,421	1,443
2,95	0,298	1,292	6,6	0,0356	1,334	19,0	0,414	1,461
3,00	0,272	1,371	6,7	0,0337	1,329	19,5	0,404	1,476
3,05	0,240	1,426	6,8	0,0327	1,324	20,0	0,393	1,480
3,10	0,192	1,467	6,9	0,0322	1,321	21,0	0,382	1,487
3,15	0,135	1,483	7,0	0,0320	1,317	22,0	0,373	1,500
3,20	0,0924	1,478	7,1	0,0320	1,314	23,0	0,367	1,500
3,25	0,061	1,467	7,2	0,0321	1,312	24,0	0,361	1,521
3,30	0,0368	1,450	7,3	0,0322	1,309	25,0	0,356	1,531
3,35	0,0261	1,432	7,4	0,0324	1,307	26,0	0,350	1,539
3,4	0,0195	1,420	7,5	0,0326	1,304	27,0	0,344	1,545
3,45	0,0132	1,410	7,6	0,0328	1,302	28,0	0,338	1,549
3,5	0,0094	1,400	7,7	0,0331	1,299	29,0	0,333	1,551
3,6	0,0052	1,385	7,8	0,0335	1,297	30,0	0,328	1,551
3,7	0,0036	1,375	7,9	0,0339	1,294	32,0	0,324	1,546
3,8	0,0034	1,364	8,0	0,0343	1,291	34,0	0,329	1,536
3,9	0,0038	1,357	8,2	0,0351	1,286	36,0	0,343	1,527
4,0	0,0046	1,351	8,4	0,0361	1,281	38,0	0,361	1,522
4,1	0,0056	1,346	8,6	0,0372	1,275	40,0	0,385	1,519
4,2	0,0069	1,342	8,8	0,0385	1,269	42,0	0,409	1,522
4,3	0,0085	1,338	9,0	0,0399	1,262	44,0	0,436	1,530
4,4	0,0103	1,334	9,2	0,0415	1,255	46,0	0,462	1,541
4,5	0,0134	1,332	9,4	0,0433	1,247	48,0	0,488	1,555
4,6	0,0147	1,330	9,6	0,0454	1,239	50,0	0,514	1,587
4,7	0,0157	1,330	9,8	0,0479	1,229	60,0	0,587	1,703
4,8	0,0150	1,330	10,0	0,0508	1,218	70,0	0,576	1,821
4,9	0,0137	1,328	10,5	0,0662	1,185	80,0	0,547	1,886
5,0	0,0124	1,325	11,0	0,0968	1,153	90,0	0,536	1,924
5,1	0,0111	1,322	11,5	0,1420	1,126	100,0	0,532	1,957
5,2	0,0101	1,317	12,0	0,199	1,111	110,0	0,531	1,966
5,3	0,0098	1,312	12,5	0,259	1,123	120,0	0,526	2,004
5,4	0,0103	1,305	13,0	0,305	1,146	130,0	0,514	2,036
5,5	0,0116	1,298	13,5	0,343	1,177	140,0	0,500	2,056
5,6	0,0142	1,298	14,0	0,370	1,210	150,0	0,495	2,069
5,7	0,0203	1,277	14,5	0,388	1,241	160,0	0,496	2,081
5,8	0,0330	1,262	15,0	0,402	1,270	170,0	0,497	2,094
5,9	0,0622	1,248	15,5	0,414	1,297	180,0	0,499	2,107
6,0	0,107	1,265	16,0	0,422	1,325	190,0	0,501	2,119
						200,0	0,504	2,130

Примечание. Здесь и в табл. 2.5 цифры справа означают порядок. Например, 6,70 — 3 соответствует $6,70 \cdot 10^{-3}$.

Следует отметить, что влияние влажности на оптические свойства аэрозоля не ограничиваются зависимостями n и k от f [36]. Во-первых, как уже отмечалось, под влиянием процессов коагуляции и конденсации характер распределения аэрозоля по размерам оказывается также функционально связанным с относительной влажностью среды обитания аэрозоля. Так, например, в случае описания распределения аэрозоля степенным законом Юнге показатель степени изменяется в соответствии с соотношением (1.15):

$$a_f = a_{f=0} \frac{\ln(a_2/a_1)}{\ln(r_{a_2}/r_{a_1})}, \quad (2.12)$$

где a_1 , a_2 и r_{a_1} , r_{a_2} — предельные радиусы сухого ядра и «мокрой» частицы соответственно.

Во-вторых, под влиянием конденсирующейся влаги частицы неправильной формы почвенного аэрозоля становятся более сферичными, что, естественно, упрощает ситуацию при попытке расчета оптических свойств аэрозоля по формулам Ми. Правда, в этом случае приходится рассматривать в первом приближении двухслойную частицу, новым параметром которой является величина q , которая в общем случае записывается как

$$q = 1 - \frac{t}{r_a},$$

где t — толщина пленки.

Как показывают расчеты [59, 207], при $q \geq 0,1$ следует ожидать значительных различий интенсивности и степени поляризации рассеянного света в случае сухих и покрытых водной пленкой частиц. В диапазоне $0,79 < q < 0,975$ поглощение (и соответственно тепловое излучение) оказывается большим, чем в случае аэрозоля идентичной структуры, но не покрытого пленкой воды. Такого рода эффект, по-видимому, обусловлен тем, что тонкие пленки выполняют функции линзы для твердого ядра. Аналогичная ситуация наблюдается и в тех случаях, когда толщина пленки $t \leq 0,30$ мкм, что соответствует $q \geq 0,70$ при модальном радиусе 1 мкм. Расчеты приводят к выводу о существенном различии индикатрис поляризации для покрытых и не покрытых пленкой аэрозольных частиц. Так, например, появление пленки толщиной 0,05 мкм вызывает смещение максимума поляризации на 5° (в сторону больших углов), а значения максимальной степени поляризации p уменьшаются на 26 %. При $q = 0,90$ максимум смещается на 13° , а p — на 29 %.

2.2.2. Оптические константы компонент морского аэрозоля

В этом разделе рассмотрим оптические константы солевых частиц и частиц водных растворов морского аэрозоля. Обратимся непосредственно к экспериментальным данным по солевой и субмикронной сульфатной фракциям морского аэрозоля.

Изучение проб солевого аэрозоля Атлантики показало, что действительная часть n комплексного показателя преломления m при длинах волн падающего света 550 и 589 нм составляла соответственно $1,548 \pm 0,002$ и $1,544 \pm 0,002$ [236]. Мнимая часть k коэффициента преломления аэрозоля этого типа для длин волн 480—520 нм имела значения порядка 10^{-4} , однако в области 550—560 нм обнаруживала довольно резкий (почти на полпорядка)

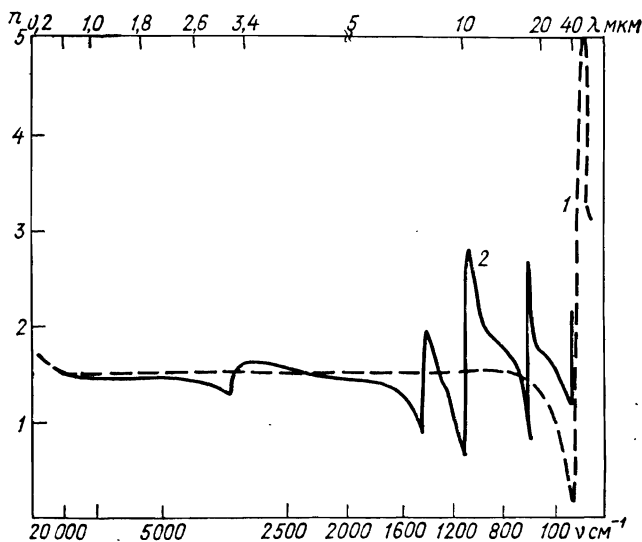


Рис. 2.4. Спектральная зависимость коэффициента преломления для NaCl (1) и $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ (2).

спад (см. рис. 2.3). Для сравнения на рис. 2.3 (кривая 2) приведена спектральная зависимость коэффициента поглощения для морского аэрозоля, содержащего пылевую компоненту (данные относятся к сахарским выносам над северной частью экваториальной Атлантики). Таким образом, наличие пыли в морском аэрозоле приводит к существенному возрастанию коэффициента поглощения в видимой области и особенно при длинах волн 550—560 нм.

Об оптических свойствах вещества солевого аэрозоля в ИК области можно судить по имеющимся экспериментальным данным для H_2O и NaCl, являющихся одними из основных его компонентов [292—294]. Как видно из рис. 2.3, в ближней ИК области вплоть до 10 мкм значение коэффициента поглощения хлористого натрия мало ($\approx 10^{-7}$). Такие же низкие значения k наблюдаются и для жидкой воды в области длин волн около 1,5 мкм [9, 166]. Тем не менее, непосредственно измеренные значения k для сухого остатка морского солевого аэрозоля в области 0,3—1,3 мкм достигают 0,045—0,05 [166]. Это может означать только, что в указанной области сильно поглощает иной компонент морского

аэрозоля. Однако точно ответить на этот вопрос в настоящее время невозможно.

В области длин волн меньше 1,5 мкм в поглощении солевого аэрозоля начинают все большую роль играть возрастающие значения κ_{H_2O} [287], содержание же воды в солевом аэрозоле в свою

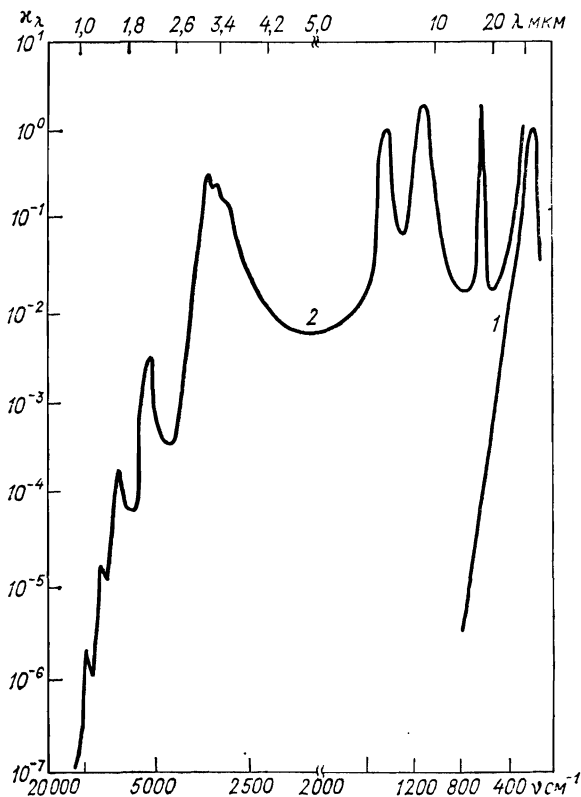


Рис. 2.5. Спектральная зависимость мнимой части κ показателя преломления NaCl (1) и $(NH_4)_2SO_4$ (2).

очередь определяется влажностью окружающего воздуха. Оптические константы вещества аэрозоля с учетом влажности окружающего воздуха можно вычислить по формулам (2.1) и (2.2).

Значение коэффициента преломления сухого остатка солевых частиц в ближней ИК области спектра зависит от величины n для хлористого натрия (рис. 2.4), поскольку во всем диапазоне длин волн (0,2—20 мкм) $n_{NaCl} > n_{H_2O}$. При увеличении влажности атмосферы действительная часть показателя преломления уменьшается [173]. Если принять для сухого воздуха $n_0 = 1,546$ ($\lambda = 0,5$ мкм) при относительной влажности $f = 20\%$, то при $f = 80\%$ величина n принимает значения (в зависимости от размера частиц) 1,386—1,383, а при $f = 99\%$ $n = 1,345 \dots 1,338$, т. е.

оказывается очень близкой к величине $n_{\text{H}_2\text{O}}$ в этой области спектра.

Аналогичные изменения происходят с коэффициентом поглощения κ : $\kappa_{\text{сух. ост}} = 0,054$ при $f = 20 \%$; $\kappa = 0,013 \dots 0,012$ при $f = 80 \%$ и $\kappa = 0,003 \dots 0,001$ при $f = 99 \%$.

Оптические свойства субмикронного фонового аэрозоля должны определяться оптическими константами главной его компоненты — сернокислого аммония $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$. По исследованиям [293], в ИК области спектра (рис. 2.4, 2.5) сернокислый аммоний характеризуется значительными коэффициентами поглощения κ начиная с длин волн ≈ 1 мкм вплоть до 40 мкм, что свидетельствует о существенном влиянии, которое этот компонент должен оказывать на оптические и радиационные свойства морского аэрозоля. Что же касается значений коэффициента преломления n , то в случае $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ в ближней ИК области (до 5 мкм) они остаются довольно постоянными (1,48—1,55). В более длинноволновой части спектра величина $n_{(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4}$ в значительной степени нерегулярна и изменяется в зависимости от λ в пределах 2,9—0,64.

2.2.3. Растворы серной кислоты

В земной атмосфере аэрозоль растворов серной кислоты доминирует в стратосферном аэрозольном слое. Кроме того, аэрозоль раствора серной кислоты является одним из компонентов тропосферного аэрозоля и образуется при наличии источников двуокиси серы в процессе растворения SO_2 в каплях водного аэрозоля. Дымка из частиц раствора серной кислоты обладает сильным токсическим воздействием на флору и фауну [121]. Так как растворы серной кислоты формируют облачный покров Венеры, то сведения об ее оптических свойствах представляют интерес и для изучения венерианской атмосферы.

Оптические постоянные раствора серной кислоты зависят от концентрации растворов. В табл. 2.5 приведены спектральные данные по действительной и мнимой частям комплексного показателя преломления серной кислоты различной концентрации. В видимой области спектра с уменьшением концентрации раствора действительная часть уменьшается. Мнимая часть показателя преломления в ультрафиолетовой и видимой областях спектра пренебрежимо мала. Это означает, что данного типа аэрозольные образования не поглощают излучения и реализуются условия консервативного рассеяния. В инфракрасной части спектра мнимая часть показателя преломления возрастает и имеет полосовую спектральную структуру. Вблизи полос поглощения величина κ также претерпевает значительные спектральные вариации.

Наличие сильного поглощения излучения раствором серной кислоты в инфракрасной области спектра ($\lambda > 2,5$ мкм) свидетельствует о значительном влиянии сернокислого аэрозоля на радиационный режим стратосферы.

Таблица 2.5

ЗНАЧЕНИЯ ДЕЙСТВИТЕЛЬНОЙ (n) И МИНИМОЙ (κ) ЧАСТЕЙ КОМПЛЕКСНОГО ПОКАЗАТЕЛЯ ПРЕЛОМЛЕНИЯ РАСТВОРОВ H_2SO_4 РАЗЛИЧНОЙ КОНЦЕНТРАЦИИ (%)

ν см $^{-1}$	25 %		38 %		50 %		75 %		84,5 %		95,6 %		λ мкм
	n	κ	n	κ	n	κ	n	κ	n	κ	n	κ	
400	1,700	0,303	1,749	0,327	1,806	0,319	1,930	0,200	1,938	0,099	1,896	0,212	25,000
450	1,657	0,351	1,696	0,378	1,734	0,384	1,848	0,329	1,846	0,229	1,785	0,218	22,222
500	1,596	0,349	1,627	0,357	1,690	0,344	1,823	0,235	1,873	0,146	1,913	0,209	20,000
550	1,572	0,360	1,629	0,364	1,700	0,375	1,946	0,362	2,011	0,391	1,912	0,240	18,182
600	1,473	0,415	1,498	0,448	1,506	0,479	1,542	0,479	1,552	0,400	1,410	0,340	16,667
650	1,420	0,340	1,445	0,322	1,472	0,299	1,551	0,221	1,578	0,175	1,520	0,203	15,385
700	1,388	0,309	1,441	0,280	1,496	0,254	1,643	0,173	1,657	0,134	1,567	0,160	14,286
760	1,358	0,262	1,440	0,240	1,520	0,221	1,701	0,160	1,722	0,108	1,628	0,110	13,158
800	1,354	0,224	1,455	0,211	1,549	0,210	1,757	0,158	1,793	0,100	1,710	0,094	12,500
850	1,382	0,190	1,491	0,216	1,599	0,238	1,869	0,216	1,934	0,158	1,848	0,121	11,765
900	1,365	0,200	1,436	0,269	1,484	0,311	1,739	0,463	1,884	0,483	1,937	0,458	11,111
950	1,396	0,151	1,475	0,172	1,563	0,199	1,756	0,271	1,807	0,328	1,967	0,627	10,525
990	1,432	0,173	1,535	0,212	1,631	0,255	1,882	0,338	1,877	0,353	1,301	0,624	10,101
1030	1,438	0,226	1,557	0,314	1,644	0,402	1,907	0,637	1,937	0,630	1,527	0,326	9,709
1050	1,398	0,273	1,460	0,376	1,509	0,462	1,702	0,711	1,749	0,724	1,548	0,373	9,524
1080	1,362	0,194	1,419	0,266	1,450	0,337	1,590	0,560	1,623	0,594	1,578	0,342	9,259
1100	1,383	0,197	1,442	0,267	1,502	0,318	1,655	0,566	1,682	0,603	1,639	0,391	9,091
1150	1,395	0,229	1,451	0,344	1,507	0,436	1,545	0,755	1,515	0,777	1,572	0,615	8,690
1200	1,329	0,285	1,353	0,400	1,369	0,498	1,320	0,719	1,308	0,726	1,300	0,643	8,403
1250	1,277	0,270	1,283	0,381	1,280	0,473	1,241	0,663	1,230	0,666	1,230	0,532	8,264
1290	1,233	0,173	1,214	0,252	1,197	0,329	1,151	0,613	1,153	0,527	1,218	0,400	8,000
1360	1,297	0,127	1,258	0,184	1,239	0,239	1,144	0,397	1,116	0,412	1,244	0,321	7,752
1410	1,309	0,109	1,290	0,152	1,272	0,182	1,173	0,211	1,156	0,201	1,245	0,431	7,353
1450	1,319	0,089	1,305	0,127	1,296	0,150	1,249	0,158	1,219	0,138	1,024	0,226	7,092
1500	1,335	0,083	1,329	0,107	1,340	0,122	1,331	0,126	1,335	0,087	1,252	0,047	6,667
1550	1,351	0,085	1,360	0,105	1,363	0,120	1,368	0,123	1,378	0,098	1,305	0,056	6,494
1600	1,378	0,112	1,385	0,135	1,398	0,138	1,413	0,138	1,410	0,116	1,326	0,069	6,250
1650	1,321	0,159	1,349	0,170	1,379	0,187	1,430	0,184	1,429	0,153	1,339	0,064	6,061
1700	1,296	0,116	1,330	0,151	1,356	0,177	1,410	0,215	1,404	0,173	1,357	0,054	5,882

ν cm^{-1}	25 %		38 %		50 %		75 %		84,5 %		95,6 %		λ μMKM
	n	κ	n	κ	n	κ	n	κ	n	κ	n	κ	
1760	1,300	0,094	1,317	0,139	1,340	0,181	1,361	0,212	1,377	0,162	1,371	0,058	5,682
1800	1,299	0,082	1,311	0,126	1,316	0,160	1,341	0,194	1,373	0,146	1,379	0,055	5,556
1860	1,306	0,068	1,310	0,107	1,315	0,136	1,336	0,160	1,375	0,127	1,393	0,051	5,376
1900	1,311	0,061	1,312	0,097	1,316	0,123	1,342	0,144	1,385	0,113	1,403	0,050	5,263
1960	1,317	0,055	1,318	0,085	1,321	0,108	1,353	0,128	1,401	0,108	1,416	0,053	5,102
2120	1,333	0,044	1,335	0,068	1,343	0,087	1,384	0,117	1,426	0,122	1,438	0,069	4,717
2290	1,341	0,040	1,345	0,060	1,352	0,081	1,386	0,113	1,419	0,122	1,457	0,077	4,367
2340	1,344	0,036	1,350	0,057	1,357	0,079	1,397	0,110	1,429	0,122	1,472	0,099	4,274
2410	1,350	0,034	1,356	0,059	1,361	0,080	1,399	0,121	1,430	0,142	1,446	0,120	4,149
2450	1,353	0,033	1,356	0,058	1,362	0,080	1,400	0,124	1,426	0,146	1,438	0,118	4,082
2500	1,355	0,032	1,358	0,056	1,363	0,080	1,398	0,126	1,418	0,149	1,435	0,114	4,000
2600	1,364	0,028	1,364	0,053	1,365	0,077	1,395	0,127	1,410	0,157	1,437	0,117	3,846
2710	1,377	0,030	1,375	0,054	1,374	0,077	1,397	0,136	1,402	0,159	1,448	0,137	3,690
2810	1,391	0,034	1,383	0,059	1,379	0,086	1,388	0,153	1,388	0,178	1,431	0,173	3,559
2930	1,408	0,047	1,393	0,070	1,375	0,095	1,357	0,159	1,341	0,181	1,377	0,197	3,413
3050	1,428	0,075	1,401	0,090	1,371	0,102	1,325	0,150	1,306	0,159	1,315	0,182	3,279
3150	1,431	0,118	1,400	0,117	1,369	0,113	1,306	0,131	1,283	0,131	1,274	0,143	3,175
3250	1,408	0,166	1,380	0,149	1,357	0,130	1,296	0,109	1,273	0,098	1,260	0,092	3,077
3350	1,354	0,207	1,342	0,175	1,330	0,148	1,292	0,093	1,273	0,067	1,267	0,048	2,985
3400	1,313	0,218	1,312	0,184	1,308	0,154	1,288	0,086	1,276	0,053	1,276	0,030	2,941
3470	1,243	0,206	1,256	0,176	1,267	0,147	1,277	0,073	1,282	0,034	1,291	0,012	2,882
3530	1,198	0,166	1,216	0,144	1,233	0,119	1,272	0,052	1,290	0,019	1,305		2,833
3610	1,170	0,089	1,191	0,077	1,215	0,062	1,277	0,023	1,304		1,327		2,770
3670	1,183	0,031	1,207	0,025	1,231	0,022	1,293	0,006	1,320		1,339		2,725
3800	1,250		1,266		1,282		1,320		1,341		1,353		2,632
4000	1,286		1,300		1,311		1,344	3,76—3	1,358	3,88—3	1,368	2,11—3	2,500
4200	1,304		1,316		1,328		1,358	2,41—3	1,368	2,43—3	1,376	1,71—3	2,381
4500	1,319		1,330		1,342		1,370	1,67—3	1,382	1,69—3	1,385	1,29—3	2,222
4700	1,326		1,336		1,348		1,377	1,43—3	1,388	1,44—3	1,391	1,02—3	2,128
4900	1,329		1,341		1,353		1,382	1,30—3	1,392	1,28—3	1,394	8,93—4	2,041
5000	1,331		1,343		1,355		1,384	1,26—3	1,392	1,19—3	1,396	8,37—4	2,000
5200	1,334		1,346		1,358		1,388	1,11—3	1,396	9,61—4	1,399	6,58—4	1,923
5400	1,336		1,348		1,361		1,391	5,95—4	1,398	6,26—4	1,401	5,33—4	1,852

V CM ⁻¹	25 %			38 %			50 %			75 %			84,5 %			95,6 %			λ, MKM
	n	κ		n	κ		n	κ		n	κ		n	κ		n	κ		
5 600	1,339	2,37	—4	1,351	2,87	—4	1,364	2,65	—4	1,393	4,86	—4	1,400	4,99	—4	1,404	4,52	—4	1,786
5 800	1,341	1,87	—4	1,353	2,37	—4	1,366	2,18	—4	1,396	3,61	—4	1,402	3,76	—4	1,405	3,48	—4	1,724
6 000	1,342	1,58	—4	1,356	1,98	—4	1,368	2,18	—4	1,398	2,72	—4	1,404	2,76	—4	1,407	2,55	—4	1,667
6 200	1,344	1,48	—4	1,358	1,73	—4	1,370	1,87	—4	1,399	2,02	—4	1,405	1,95	—4	1,409	1,81	—4	1,613
6 400	1,346	1,55	—4	1,359	1,72	—4	1,372	1,68	—4	1,402	1,55	—4	1,407	1,41	—4	1,410	1,24	—4	1,563
6 600	1,346	1,87	—4	1,360	1,94	—4	1,373	1,62	—4	1,403	1,25	—4	1,409	1,09	—4	1,412	7,85	—5	1,515
6 800	1,348	2,43	—4	1,362	2,28	—4	1,375	1,99	—4	1,405	1,10	—4	1,410	8,13	—5	1,414	4,53	—5	1,471
7 000	1,349	2,36	—4	1,363	1,72	—4	1,377	1,47	—4	1,406	8,78	—5	1,411	5,62	—5	1,416	2,54	—5	1,429
7 200	1,350	7,52	—5	1,364	6,61	—5	1,377	5,35	—5	1,408	3,89	—5	1,413	2,61	—5	1,416	1,65	—5	1,389
7 400	1,351	3,37	—5	1,366	3,06	—5	1,378	2,69	—5	1,410	1,98	—5	1,414	1,53	—5	1,418	1,15	—5	1,351
7 600	1,352	1,66	—5	1,367	1,60	—5	1,380	1,54	—5	1,411	1,27	—5	1,416	1,12	—5	1,420	7,85	—5	1,316
7 800	1,353	1,13	—5	1,368	1,10	—5	1,381	1,07	—5	1,412	8,93	—6	1,416	8,06	—6	1,421	5,61	—6	1,282
8 000	1,354	1,00	—5	1,368	9,23	—6	1,382	8,85	—6	1,413	6,94	—6	1,418	6,00	—6	1,422	3,95	—6	1,250
8 400	1,355	9,95	—6	1,369	8,83	—6	1,384	7,90	—6	1,416	4,95	—6	1,420	3,85	—6	1,423	2,29	—6	1,190
8 800	1,357	4,46	—6	1,371	4,04	—6	1,385	3,73	—6	1,417	2,46	—6	1,422	2,17	—6	1,424	1,69	—6	1,136
9 200	1,358	1,49	—6	1,373	1,43	—6	1,387	1,45	—6	1,419	1,60	—6	1,424	1,60	—6	1,425	1,44	—6	1,087
9 600	1,358	1,49	—6	1,374	1,39	—6	1,388	1,37	—6	1,421	1,48	—6	1,426	1,46	—6	1,426	1,32	—6	1,042
10 000	1,359	2,75	—6	1,375	2,36	—6	1,389	2,09	—6	1,422	1,53	—6	1,427	1,19	—6	1,427	8,67	—7	1,000
10 400	1,360	2,91	—6	1,377	2,51	—6	1,390	1,97	—6	1,423	1,03	—6	1,428	7,51	—7	1,427	4,53	—7	0,962
10 800	1,361	7,88	—7	1,377	6,90	—7	1,391	5,25	—7	1,424	3,62	—7	1,429	3,49	—7	1,428	2,39	—7	0,926
11 200	1,361	4,01	—7	1,378	3,79	—7	1,392	2,65	—7	1,425	2,33	—7	1,430	2,15	—7	1,428	1,71	—7	0,893
11 600	1,361	2,72	—7	1,379	2,50	—7	1,392	2,07	—7	1,425	1,83	—7	1,431	1,48	—7	1,429	1,34	—7	0,862
12 000	1,362	1,92	—7	1,380	1,73	—7	1,392	1,42	—7	1,426	1,24	—7	1,432	1,07	—7	1,430	9,95	—8	0,833
12 400	1,362	1,17	—7	1,380	1,01	—7	1,392	9,18	—8	1,427	8,79	—8	1,432	7,51	—8	1,430	7,06	—8	0,806
12 800	1,362	1,32	—7	1,380	1,14	—7	1,393	9,51	—8	1,427	8,39	—8	1,433	6,09	—8	1,431	4,85	—8	0,781
13 200	1,362	1,55	—7	1,381	1,25	—7	1,393	1,04	—7	1,427	7,84	—8	1,434	3,92	—8	1,431	3,13	—8	0,758
13 600	1,362	1,09	—7	1,381	8,89	—8	1,393	7,02	—8	1,427	4,80	—8	1,435	2,34	—8	1,431	0,735		0,735
14 000	1,363	4,72	—8	1,381	3,87	—8	1,394	3,13	—8	1,427	2,79	—8	1,435	1,14	—8	1,432	0,714		0,714
18 000	1,366			1,384			1,397			1,431			1,438			1,434	0,556		0,556
22 250	1,369			1,387			1,402			1,432			1,442			1,438	0,449		0,449
24 500	1,373			1,392			1,408			1,428			1,448			1,443	0,408		0,408
27 800	1,383			1,407			1,421			1,452			1,463			1,459	0,360		0,360

Представляет интерес сопоставить оптические свойства растворов серной кислоты с оптическими свойствами воды (табл. 2.5). В видимой области спектра растворы серной кислоты имеют более высокие значения действительной части показателя преломления, чем вода. Причем величина n возрастает по мере увеличения концентрации раствора H_2SO_4 . В инфракрасной части спектра концентрированная серная кислота имеет более сильные полосы поглощения, смещенные относительно основных полос воды, имеющей максимумы в значениях λ на длинах волн 2,95 и 6,1 мкм.

2.3. ОПТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОЧВЕННОГО АЭРОЗОЛЯ ДЛЯ МИНЕРАЛОВ РАЗЛИЧНОГО ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА И МИКРОСТРУКТУРЫ

Почвенно-эрозионный аэрозоль является доминирующим типом тропосферных аэрозолей и обладает глобальной распространенностью. Его присутствие обнаружено не только над континентами, но и над морскими акваториями и океанами. Особенно велико влияние этого компонента аэрозоля на оптические свойства атмосферы и ее радиационный режим в условиях пылевых бурь, характерных для аридных и субаридных районов. Большая сухость и измельченность поверхностного слоя почвы, низкая влажность воздуха, сильные ветры благоприятствуют подъему пыли на значительные высоты тропосферы и ее выносу в различные регионы земного шара. При усилении ветра увеличивается количество поднятой в воздух пыли и изменяется микроструктура частиц, составляющих пылевое облако.

Размеры пылевых бурь различны — от сотен квадратных метров до сотен и тысяч квадратных километров. В зависимости от характера условий, при которых возникают пылевые бури, меняется динамика и структура пылевых бурь. Бури, возникающие при прохождении холодного фронта, в своем развитии проходят ряд стадий — от образования очага бури у земли до возникновения пылевого облака на высотах [6]. Пылевое облако формируется в результате подъема частиц почвы мощными вертикальными потоками на высоты до 3—5 км в районе фронта бури (место встречи холодных и теплых воздушных масс) и вовлекается в высотную атмосферную циркуляцию. Фронт бури смещается с перемещением барического образования.

Ко второму типу бурь относятся бури, возникающие в так называемой штормовой зоне, которая образуется при встрече двух барических образований противоположного знака при условии резкого усиления одного из них. Бури этого типа имеют стационарный характер и охватывают в основном приземный слой воздуха. Перенос пыли происходит вдоль ветрового течения на высотах до 1,5—2 км.

Оптические характеристики пылевого аэрозоля сильно зависят от микроструктуры и химического состава почвы — источника пы-

левого облака. В п. 2.1 уже отмечалось, что атмосферная пыль по своему химическому составу отличается от почвы-источника, что обусловлено как различной способностью элементов почвы к эрозии, так и захватом частицами пыли других более дисперсных аэрозольных образований.

При решении многих задач атмосферной оптики, интерпретации данных радиометрических измерений в атмосфере, а также для обоснованных расчетов полей яркостей в атмосфере необходимы количественные данные о совокупности оптических характеристик атмосферного аэрозоля, таких, как объемные коэффициенты ослабления (σ_a), рассеяния (σ_a^s), поглощения (σ_a^a) и индикатрисы рассеяния $f(\theta)$. Выполняемые в настоящее время измерения, результаты которых неоднократно обсуждались во многих работах, например [1, 2, 4, 5, 10—29, 35—39, 51—55, 61, 62, 65, 66, 75, 78—80, 113, 283], не позволяют одновременно получать все вышеуказанные характеристики аэрозоля, что приводит к необходимости создания замкнутых моделей оптических и структурных параметров аэрозоля. Простейшие модели структуры и оптических свойств атмосферы рассмотрены в работах [20, 27, 273, 274, 286].

Реальный пылевой аэрозоль состоит из частиц неправильной формы. При моделировании оптических свойств пылевого аэрозоля будем предполагать, что его оптические характеристики можно представить эквивалентным ансамблем сферических частиц более сложной микроструктуры, но с сохранением его химического состава и оптических постоянных минерала. Такие допущения вполне приемлемы при моделировании коэффициентов рассеяния, поглощения и индикатрис рассеяния для полидисперсного атмосферного аэрозоля. Для эквивалентного описания рассмотренных выше оптических характеристик необходимо реальную микроструктуру ансамбля дополнить тонкодисперсной модой, которая значительно поглощает излучения даже при невысоких значениях x (0,005—0,01).

При рассмотренном выше моделировании оптических свойств пылевого аэрозоля возможно применить теорию Ми для расчетов коэффициентов рассеяния, поглощения и индикатрис рассеяния полидисперсного аэрозоля [8]. Вычисление оптических характеристик проводилось для модифицированного гамма-распределения

$$f(r_a) = Ar^a \exp[-br^c], \quad (2.13)$$

где параметры a , b и c определяют форму кривой распределения числа частиц по размерам и выбраны таким образом, чтобы охватить широкий диапазон изменений микроструктуры частиц. В табл. 2.6 представлены параметры a , b , c и модальный радиус

$$r_m = (a/bc)^{1/c} \quad (2.14)$$

для десяти гамма-распределений микроструктуры аэрозоля, при котором распределение (2.13) принимает максимальное значение. Модели 3, 4 и 5 (табл. 2.6) приблизительно соответствуют

Таблица 2.6

ПАРАМЕТРЫ МОДЕЛЕЙ МИКРОСТРУКТУРЫ ЧАСТИЦ.
ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ДЛЯ МОДЕЛИРОВАНИЯ
РАСПРЕДЕЛЕНИЯ АТМОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ
ПО РАЗМЕРАМ

<i>N</i>	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	<i>r_m</i> мкм
1	1	50	0,5	$1,6 \cdot 10^{-3}$
2	0,2	6	0,5	$4,4 \cdot 10^{-3}$
3	1	9	0,5	$4,9 \cdot 10^{-2}$
4	1	7,5	0,5	$9,0 \cdot 10^{-2}$
5	2	12	0,5	$8,9 \cdot 10^{-2}$
6	1,5	6	1	$2,5 \cdot 10^{-1}$
7	0,1	0,5	2	0,3
8	1	1	2	0,7
9	3	6	0,5	1,0
10	3	4	0,5	2,25

дымкам *M*, *H* и *L* [8]. Модели 1 и 2 описывают микроструктуру тонкодисперсной фракции аэрозоля с «узким» (модель 1) и «широким» (модель 2) распределениями. Модели 6, 7 и 8 используются для представления микроструктуры крупной фракции аэрозоля, а в моделях 9 и 10 доминируют гигантские частицы с $r \geq 1$ мкм. Суперпозицией определенным образом взвешенных распределений 1—10 удастся описать любую реально наблюдаемую микроструктуру атмосферного аэрозоля.

Выполненные расчеты оптических характеристик пылевых аэрозольных образований [45] позволяют исследовать влияние изменения микроструктуры и химического состава аэрозоля на его оптические характеристики. В табл. 2.7 и 2.8 приведены значения коэффициентов ослабления (σ_a), рассеяния (σ_a^s), поглощения (σ_a^a) и нормированная индикатриса рассеяния $f(\theta)$ для микроструктур 4 и 9 (табл. 2.6) с модальными радиусами частиц $9,0 \cdot 10^{-2}$ и 1 мкм. Эти моды являются типичными для аэрозолей пылевого выноса [27, 107, 108, 146, 147], как и более грубодисперсная фракция 10 с $r_m = 2,25$ мкм (табл. 2.6) для сахарской пыли.

Представленные индикатрисы рассеяния нормированы на вероятность выживания кванта ω_λ , так что

$$\frac{1}{4\pi} \int_{\Omega} f(\theta) d\Omega = \omega_\lambda, \quad (2.15)$$

где интегрирование распространено по всему объему с телесным углом 4π радиан. Коэффициенты рассеяния, поглощения и ослабления нормированы на оптическую плотность при $\lambda = 0,55$ мкм. Данные, представленные в табл. 2.7, 2.8, показывают основные особенности спектральных изменений оптических характеристик пылевого аэрозоля. Мода 4 пылевого аэрозоля во всей области спектра, от 0,3 до 20 мкм, характеризуется наличием поглощения

Таблица 2.7

КОЭФФИЦИЕНТЫ ОСЛАБЛЕНИЯ (σ_a), РАССЕЯНИЯ (σ_s), ПОГЛОЩЕНИЯ (σ_a^d) И
НОРМИРОВАННАЯ ИНДИКАТРИСА РАССЕЯНИЯ $f(\theta)$ ДЛЯ ПЫЛЕВОГО АЭРОЗОЛЯ С ГАММА-РАСПРЕДЕЛЕНИЕМ ЧИСЛА
ЧАСТИЦ ПО РАЗМЕРАМ: $a=1$, $b=7.5$, $c=0.5$

λ	0,55	1,0	2,0	2,5	2,9	3,1	4,0	5,0	6,0	6,3	7,0	8,0	7,5	8,5	8,8
σ_a	1,000	1,140	1,060	0,904	0,864	0,824	0,640	0,508	0,328	0,297	0,319	0,121	0,205	0,192	0,444
σ_s^d	0,948	0,948	0,888	0,848	0,692	0,720	0,504	0,472	0,244	0,210	0,168	0,026	0,111	0,020	0,160
σ_a^d	0,052	0,192	0,172	0,056	0,172	0,104	0,136	0,036	0,084	0,087	0,151	0,095	0,094	0,172	0,284

 $f(\theta)$

θ°	0	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60	65	70	75	80	85	90	100	130	155	165	175	180
0	144 2	395 1	116 1	116 1	124 1	267 1	432 1	161 1	145 1	110 1	104 1	802 0	725 0	515 0	467 0	299 0	107 0	294 0	414 1	144 0					
5	144 2	395 1	116 1	116 1	124 1	267 1	432 1	161 1	145 1	110 1	104 1	770 0	705 0	503 0	450 0	294 0	106 0	289 0	408 1	142 0					
10	116 1	116 1	124 1	105 1	104 1	129 1	267 1	143 1	129 1	103 1	986 0	863 0	647 0	469 0	428 0	278 0	101 0	275 0	391 1	137 0					
15	230 0	230 0	262 0	341 0	392 0	343 0	370 0	343 0	392 0	343 0	370 0	341 0	381 0	300 0	280 0	194 0	738 1	196 0	299 1	106 0					
20	108 0	108 0	983 1	130 0	152 0	136 0	153 0	136 0	152 0	136 0	153 0	143 0	179 0	152 0	146 0	109 0	439 1	113 0	183 1	696 1					
25	559 1	559 1	482 1	520 1	643 1	584 1	663 1	584 1	643 1	584 1	663 1	649 1	839 1	715 1	702 1	558 1	234 1	589 1	103 1	416 1					
30	301 1	301 1	256 1	259 1	309 1	275 1	326 1	275 1	309 1	275 1	326 1	314 1	431 1	356 1	348 1	287 1	123 1	303 1	579 2	245 1					
35	173 1	173 1	140 1	142 1	167 1	147 1	177 1	147 1	167 1	147 1	177 1	172 1	245 1	200 1	195 1	164 1	707 2	169 1	359 2	154 1					
40	145 1	145 1	123 1	120 1	142 1	124 1	150 1	124 1	142 1	124 1	150 1	146 1	209 1	170 1	166 1	141 1	610 2	145 1	318 2	136 1					
45	108 1	108 1	980 2	917 2	108 1	935 2	115 1	935 2	108 1	935 2	115 1	109 1	159 1	129 1	127 1	109 1	487 2	144 2	265 2	110 1					
50	730 2	730 2	735 2	707 2	861 2	707 2	718 2	763 2	861 2	763 2	841 2	728 2	117 1	905 2	889 2	770 2	398 2	844 2	224 2	833 2					
55	249 1	249 1	164 1	941 2	133 1	941 2	101 1	763 2	133 1	763 2	101 1	728 2	121 1	967 2	951 2	785 2	422 2	906 2	233 2	850 2					
60	479 1	479 1	190 1	994 2	123 1	994 2	705 2	778 2	123 1	778 2	705 2	726 2	129 1	103 1	101 1	813 2	433 2	945 2	237 2	870 2					
65	643 1	643 1	245 1	111 1	130 1	111 1	114 1	778 2	130 1	778 2	114 1	784 2	145 1	108 1	106 1	834 2	438 2	970 2	239 2	883 2					
70	716 1	716 1	310 1	124 1	142 1	124 1	120 1	816 2	142 1	816 2	120 1	799 2	148 1	109 1	107 1	837 2	439 2	974 2	239 2	885 2					

λ	9,2	9,4	9,6	9,9	10	10,2	10,4	10,7	10,8	11	12	13	14	15	16
σ_a	0,640	0,736	0,756	0,708	0,700	0,696	0,552	0,484	0,396	0,373	0,262	0,212	0,177	0,169	0,301
σ_s^s	0,268	0,339	0,344	0,304	0,283	0,292	0,163	0,130	0,141	0,152	0,131	0,094	0,060	0,035	0,080
σ_a^a	0,373	0,397	0,412	0,404	0,417	0,404	0,389	0,354	0,255	0,221	0,131	0,118	0,117	0,134	0,221

$f(\theta)$

0	139 0	128 0	118 0	114 0	109 0	109 0	898 1	826 1	114 0	128 0	149 0	126 0	894 1	511 1	500 1
5	137 0	127 0	117 0	113 0	108 0	108 0	898 1	818 1	113 0	127 0	148 0	125 0	887 1	508 1	497 1
10	133 0	123 0	114 0	110 0	104 0	105 0	863 1	794 1	109 0	127 0	144 0	122 0	868 1	497 1	489 1
25	107 0	101 0	944 1	913 1	863 1	871 1	705 1	650 1	900 1	102 0	122 0	104 0	747 1	431 1	439 1
40	747 1	741 1	699 1	672 1	633 1	647 1	502 1	464 1	646 1	740 1	904 1	787 1	572 1	334 1	361 1
55	488 1	515 1	495 1	470 1	439 1	456 1	322 1	305 1	425 1	491 1	615 1	544 1	401 1	239 1	279 1
70	319 1	361 1	354 1	332 1	309 1	324 1	218 1	198 1	271 1	316 1	400 1	359 1	269 1	164 1	210 1
85	220 1	265 1	266 1	247 1	230 1	244 1	153 1	137 1	180 1	207 1	263 1	239 1	184 1	117 1	163 1
90	198 1	242 1	246 1	227 1	213 1	225 1	139 1	124 1	160 1	185 1	231 1	211 1	165 1	107 1	153 1
100	165 1	208 1	215 1	199 1	187 1	199 1	103 1	106 1	132 1	150 1	185 1	171 1	138 1	929 2	139 1
130	123 1	168 1	187 1	163 1	163 1	174 1	103 1	913 1	102 1	111 1	133 1	132 1	118 1	872 2	143 1
155	125 1	181 1	206 1	183 1	176 1	189 1	110 1	972 1	105 1	113 1	136 1	140 1	129 1	972 2	165 1
165	129 1	188 1	214 1	190 1	182 1	196 1	113 1	998 2	107 1	115 1	140 1	144 1	133 1	100 1	172 1
175	131 1	193 1	219 1	195 1	186 1	200 1	114 1	101 1	109 1	117 1	142 1	146 1	136 1	102 1	176 1
180	132 1	194 1	220 1	195 1	187 1	201 1	115 1	101 1	109 1	118 1	143 1	147 1	135 1	102 1	176 1

Примечание. Здесь и в табл. 2.8, 2.12, 2.13, 2.19—2.21, 3.2—3.7, 4.9 читать так: 230 0 соответствует 0,23; 1 1 6 1 — 1,16; 144 2 — 14,4; 559 1 — 0,0559; 735 2 — 0,00735.

Таблица 2.8

КОЭФФИЦИЕНТЫ ОСЛАБЛЕНИЯ (σ_a) , РАССЕЯНИЯ (σ_s) , ПОГЛОЩЕНИЯ (σ_a^0) И
НОРМИРОВАННАЯ ИНДИКАТРИСА РАССЕЯНИЯ $f(\theta)$ ДЛЯ ПЫЛЕВОГО АЭРОЗОЛЯ С ГАММА-РАСПРЕДЕЛЕНИЕМ ЧИСЛА
ЧАСТИЦ ПО РАЗМЕРАМ: $a=3$, $b=6$, $c=0,5$

λ	0,5	1,0	2,0	3,0	4,5	6,0	6,5	7,2	8,2	8,5	8,7
σ_a	1,000	1,110	1,132	0,941	1,032	0,453	0,366	1,014	0,363	0,699	0,877
σ_s	0,644	0,858	0,872	0,813	0,918	0,278	0,189	0,753	0,126	0,389	0,525
σ_a^0	0,356	0,252	0,260	0,128	0,114	0,175	0,177	0,261	0,237	0,310	0,352

 $f(\theta)$

0	125 3	324 2	991 1	705 1	320 1	191 1	142 1	126 1	633 0	881 0	845 0
5	264 1	548 1	532 1	507 1	274 1	173 1	131 1	118 1	599 0	836 0	804 0
10	475 0	126 1	181 1	228 1	181 1	129 1	101 1	974 0	508 0	716 0	695 0
25	873 1	140 0	169 0	215 0	350 0	251 0	226 0	337 0	176 0	272 0	285 0
40	264 1	280 1	345 1	367 1	827 1	540 1	499 1	111 0	454 1	838 1	979 1
55	856 2	800 2	103 1	105 1	259 1	156 1	142 1	421 1	145 1	297 1	375 1
70	306 2	316 2	413 2	420 2	106 1	557 2	511 2	184 1	550 2	124 1	166 1
85	142 2	192 2	217 2	228 2	557 2	260 2	236 2	957 2	258 2	603 2	843 2
90	119 2	178 2	184 2	196 2	475 2	211 2	192 2	798 2	208 2	493 2	697 2
100	104 2	167 2	151 2	149 2	362 2	151 2	136 2	586 2	149 2	354 2	507 2
130	152 2	787 3	957 3	961 3	285 2	952 3	839 3	384 2	937 3	208 2	297 2
155	120 2	682 3	713 3	714 3	319 2	935 3	817 3	430 2	888 3	203 2	271 2
165	156 2	976 3	855 3	772 3	351 2	935 3	839 3	391 2	900 3	209 2	264 2
175	408 2	276 2	864 3	715 3	279 2	963 3	867 3	399 2	914 3	219 2	271 2
180	582 2	185 2	810 3	793 3	300 2	972 3	872 3	409 2	917 3	221 2	274 2

λ	9,0	9,5	10	11	13	15	20	25	30	40	50
σ_a	1,210	1,201	1,192	1,027	0,621	0,708	0,639	0,607	0,534	0,429	0,336
σ_a^s	0,749	0,717	0,721	0,676	0,358	0,470	0,317	0,320	0,197	0,116	0,079
σ_a^a	0,461	0,484	0,471	0,351	0,262	0,238	0,322	0,287	0,337	0,313	0,257

$f(\theta)$

0	642 0	580 0	540 0	569 0	473 0	423 0	219 0	175 0	101 0	564 1	420 1
5	615 0	557 0	521 0	551 0	462 0	415 0	216 0	173 0	100 0	561 1	418 1
10	542 0	496 0	469 0	502 0	428 0	391 0	208 0	169 0	982 1	551 1	412 1
25	258 0	248 0	246 0	277 0	259 0	264 0	161 0	140 0	843 1	491 1	373 1
40	108 0	107 0	109 0	124 0	116 0	138 0	103 0	101 0	644 1	400 1	311 1
55	506 1	504 1	527 1	581 1	496 1	665 1	584 1	654 1	449 1	303 1	244 1
70	265 1	267 1	282 1	294 1	237 1	344 1	326 1	407 1	299 1	220 1	185 1
85	155 1	158 1	168 1	168 1	125 1	196 1	196 1	262 1	203 1	163 1	144 1
90	134 1	136 1	146 1	143 1	104 1	166 1	169 1	229 1	181 1	150 1	135 1
100	104 1	106 1	113 1	108 1	768 2	124 1	132 1	182 1	149 1	132 1	123 1
130	643 2	641 2	681 2	655 2	479 2	774 2	847 2	115 1	115 1	125 1	129 1
155	451 2	436 2	457 2	495 2	451 2	657 2	783 2	106 1	118 1	139 1	152 1
165	442 2	426 2	446 2	475 2	467 2	666 2	793 2	107 1	120 1	144 1	158 1
175	512 2	478 2	497 2	507 2	484 2	686 2	803 2	109 1	122 1	146 1	162 1
180	528 2	490 2	509 2	514 2	487 2	689 2	804 2	109 1	122 1	146 1	162 1

излучения с минимумом в окрестности 0,5—0,7; 2,5; 5 мкм. Коэффициент поглощения на длине волны $\lambda = 0,3$ мкм превосходит значение σ_a^a при $\lambda = 0,55$ мкм. Во всей области спектра существен учет ослабления излучения как за счет механизма рассеяния излучения аэрозолем, так и за счет поглощения излучения. Пылевой аэрозоль имеет выраженные полосы поглощения в окрестности длин волн 7,8 и 10,4 мкм, где поглощение излучения аэрозолем превосходит ослабление за счет рассеяния излучения. Спектральная структура σ_a^a отражает спектральную зависимость коэффициента κ_λ в значениях комплексного показателя преломления.

Как и следовало ожидать, индикатриса рассеяния сильно вытянута вперед для коротких длин волн и по мере увеличения длины волны ее вытянутость уменьшается.

Увеличение модального радиуса частицы и числа крупных частиц приводит к увеличению поглощения излучения в участках спектра с малыми значениями мнимой части комплексного показателя преломления. Особенно ощутимо этот эффект проявляется в ультрафиолетовом и видимом диапазонах спектра. Сильное поглощение излучения ультрафиолетового, видимого и ближнего инфракрасного диапазонов спектра грубодисперсной фракцией аэрозоля в условиях пылевых бурь оказывает сильное влияние на лучистый теплообмен тропосферы, так как пылевой аэрозоль поглощает солнечное излучение и уменьшает коротковолновую радиацию, достигающую подстилающей поверхности Земли. Расчеты σ_a , σ_a^a , σ_a^s и $f(\theta)$ для микроструктуры 1 (табл. 2.6) пылевого аэрозоля выявили сильное поглощение мелкодисперсной фракцией как в ультрафиолетовом, так и в видимом диапазоне спектра. В области $\lambda > 1$ мкм микроструктура 1 пылевого аэрозоля, присутствие которой в земной атмосфере находится под сомнением, практически не рассеивает излучение и ослабляет его только посредством механизма поглощения излучения аэрозолем.

Коэффициенты ослабления σ_a для моды 4 пылевого аэрозоля слабо зависят от длины волны λ в спектральном диапазоне 0,55—2,5 мкм, в то время как при $\lambda > 2,5$ мкм спектральный коэффициент ослабления имеет тенденцию уменьшаться с увеличением λ . Максимальное значение σ_a принимает при $\lambda = 1$ мкм. В области спектра $\lambda > 5$ мкм спектральный коэффициент ослабления имеет селективную структуру, обусловленную вариациями мнимой и действительной частей комплексного показателя преломления минералов.

Максимумы в значениях коэффициентов ослабления коррелируют со значениями коэффициентов поглощения аэрозоля σ_a^a и величиной κ . Поскольку спектр κ_λ в области $\lambda > 5$ мкм сильно зависит от состава минералов, определяющих химический состав пылевого аэрозоля, спектральные коэффициенты ослабления, рассеяния и поглощения пылевого аэрозоля могут варьировать с изменением источника пылевого выноса. Так, для беловатой песчаной почвы заметно выражена полоса поглощения 9,2 мкм, обусловлен-

ная поглощением SiO_2 . Более слабая полоса (9,7 мкм) обязана присутствию в составе пыли SiO_3 . Расчеты показали, что максимум в значениях спектрального коэффициента поглощения зависит от микроструктуры аэрозоля и располагается в окрестности 9,2—10,6 мкм.

Для моды 9 пылевого аэрозоля, обусловленной более грубодисперсной фракцией частиц пыли, максимум значения коэффициента ослабления располагается вблизи $\lambda = 2$ мкм, а значительный спад коэффициента ослабления с ростом λ начинается с длин волн более 4,5 мкм. При этом для дальней инфракрасной области спектра увеличиваются значения как коэффициентов рассеяния, так и коэффициентов поглощения. Если субмикронная фракция пылевого аэрозоля ответственна за поглощение излучения в области спектра теплового излучения атмосферы, то грубодисперсная фракция пылевого аэрозоля не только поглощает, но и сильно рассеивает инфракрасное излучение.

Для моды 10 пылевого аэрозоля, состоящей преимущественно из гигантских частиц, максимум значений коэффициента ослабления σ_a лежит вблизи значения $\lambda = 4$ мкм. Несмотря на то что гигантские частицы имеют, как правило, низкое значение мнимой части коэффициента преломления, поглощение излучения атмосферным аэрозолем в ультрафиолетовой и видимой областях спектра остается большим. Таким образом, гигантские частицы сильно поглощают солнечное излучение, что и определяет их вклад в радиационный режим атмосферы в условиях запыленной атмосферы.

В ряде случаев в условиях ураганных ветров при сильных восходящих турбулизованных потоках воздуха в средние и верхние слои тропосферы могут заноситься частицы верхнего слоя почвы, имеющего модалный радиус распределения частиц $r_m = 10 \dots 30$ мкм. В этих условиях максимум коэффициента ослабления излучения приходится на область спектра 10—12 мкм и влияние аэрозоля на перенос излучения значительно проявляется даже в окрестности длин волн 50—100 мкм. Случаи ураганных ветров в атмосфере, однако, встречаются редко.

Сахарский аэрозоль отличается небольшой величиной мнимой части комплексного показателя преломления в видимой части спектра, поэтому вклад поглощения излучения частицами в полный коэффициент ослабления для фракции 4 невелик. В табл. 2.9 приведены спектральные коэффициенты ослабления, рассеяния и поглощения для двух микроструктур (4 и 7) сахарского аэрозоля. Микроструктура 7 имеет широкий диапазон дисперсности с модалным радиусом $r_m = 0,3$ мкм, но включает также и большое число гигантских частиц. Последние обуславливают значительное поглощение излучения в инфракрасном диапазоне спектра с максимумами на длинах волн 4; 7; 9,8 и 19 мкм. Сахарский аэрозоль обладает сильным поглощением в области спектра 8—12 мкм, соответствующей окну прозрачности газовых компонентов атмосферы.

Таблица 2.9

НОРМИРОВАННЫЕ НА ОПТИЧЕСКУЮ ПЛОТНОСТЬ КОЭФФИЦИЕНТЫ
ОСЛАБЛЕНИЯ, (σ_a) РАССЕЯНИЯ (σ_a^s) И ПОГЛОЩЕНИЯ (σ_a^a) САХАРСКОГО
АЭРОЗОЛЯ ДЛЯ ДВУХ ГАММА-РАСПРЕДЕЛЕНИЙ

I				II			
λ мкм	σ_a	σ_a^s	σ_a^a	λ мкм	σ_a	σ_a^s	σ_a^a
0,3	0,996	0,958	0,038				
0,55	1,000	0,962	0,038	0,55	1,000	0,932	0,068
1,0	1,008	0,871	0,137	1,0	1,032	0,795	0,237
2,0	0,726	0,612	0,114	2,0	1,234	1,015	0,219
2,5	0,589	0,551	0,048	2,5	1,263	0,186	0,077
3,1	0,506	0,439	0,067	3,1	1,174	1,037	0,137
4,0	0,374	0,287	0,087	4,0	0,927	0,751	0,176
6,0	0,183	0,130	0,053	6,0	0,459	0,349	0,110
6,3	0,166	0,111	0,055	6,3	0,411	0,298	0,113
7,0	0,186	0,088	0,098	7,0	0,436	0,239	0,197
7,5	0,118	0,058	0,060	7,5	0,272	0,151	0,121
8,0	0,076	0,013	0,063	8,0	0,153	0,034	0,119
8,6	0,153	0,012	0,141	8,6	0,281	0,036	0,245
8,8	0,271	0,085	0,186	8,8	0,608	0,237	0,371
9,0	0,334	0,114	0,220	9,0	0,771	0,323	0,443
9,2	0,380	0,147	0,233	9,2	0,916	0,419	0,497
9,4	0,438	0,193	0,245	9,4	1,080	0,525	0,555
9,6	0,449	0,196	0,253	9,6	1,094	0,521	0,573
10,0	0,426	0,158	0,268	10,0	1,001	0,438	0,563
10,7	0,306	0,069	0,237	10,7	1,012	0,456	0,556
10,8	0,236	0,073	0,163	10,8	0,548	0,209	0,339
11,0	0,217	0,078	0,139	11,0	0,522	0,225	0,297
12,0	0,146	0,066	0,080	12,0	0,353	0,180	0,173
13,0	0,120	0,047	0,053	13,0	0,276	0,124	0,152
15,0	0,104	0,018	0,086	15,0	0,210	0,046	0,105
19,0	0,175	0,039	0,136	19,0	0,399	0,105	0,294

Примечание. I) $a=1$, $b=9$, $c=0,5$; II) $a=0,1$, $b=0,5$, $c=2$.

Влияние микроструктуры частиц на спектральные зависимости коэффициентов ослабления (σ_a), рассеяния (σ_a^s) и поглощения (σ_a^a) продемонстрируем на примере расчетных данных, полученных авторами для базальтовой пыли в области спектра 0,55—40 мкм.

В табл. 2.10 затабулированы спектральные коэффициенты $\sigma_{a\lambda}$, $\sigma_{a\lambda}^s$, $\sigma_{a\lambda}^a$ для четырех микроструктур базальтовой пыли, представленных гамма-функциями с различными наборами параметров a , b , c , r_m . И в случае базальтовой пыли спектральные коэффициенты ослабления, рассеяния и поглощения имеют выраженный селективный характер. Если для мелкодисперсной фракции базальтовой пыли в области $\lambda > 6$ мкм спектральные коэффициенты ослабления близки к спектральным коэффициентам поглощения,

Таблица 2.10

СПЕКТРАЛЬНЫЙ ХОД КОЭФФИЦИЕНТОВ ОСЛАБЛЕНИЯ (σ_a), РАССЕЯНИЯ (σ_a^s) И ПОГЛОЩЕНИЯ (σ_a^a) ПО ОТНОШЕНИЮ
К ЗНАЧЕНИЯМ ПРИ $\lambda=0,55$ МКМ ДЛЯ ГАММА-РАСПРЕДЕЛЕНИЙ ЧИСЛА ЧАСТИЦ БАЗАЛЬТОВОЙ ПЫЛИ ПО РАЗМЕРАМ

λ МКМ	I			II			III			IV		
	σ_a^s	σ_a^a	σ_a	σ_a^s	σ_a^a	σ_a	σ_a^s	σ_a^a	σ_a	σ_a^s	σ_a^a	σ_a
0,55	0,989	0,011	1,000	0,978	0,022	1,000	0,980	0,020	1,000	0,938	0,062	1,000
1,00	0,796	0,011	0,807	0,802	0,018	0,820	0,995	0,015	1,010	0,890	0,058	0,948
3,00	0,161	0,006	0,167	0,650	0,014	0,664	0,490	0,013	0,503	0,945	0,063	1,008
4,50	0,052	0,004	0,056	0,199	0,007	0,206	0,251	0,008	0,259	0,513	0,043	0,556
6,00	0,012	0,007	0,019	0,053	0,015	0,068	0,087	0,014	0,101	0,811	0,075	0,887
7,50	0,002	0,022	0,024	0,006	0,050	0,056	0,012	0,046	0,058	0,211	0,178	0,387
8,50	0,003	0,100	0,103	0,012	0,196	0,208	0,017	0,164	0,181	0,166	0,324	0,490
10,00	0,015	0,253	0,268	0,091	0,502	0,593	0,106	0,381	0,487	0,367	0,575	0,942
11,50	0,008	0,030	0,038	0,027	0,071	0,098	0,078	0,082	0,160	0,352	0,369	0,721
13,50	0,002	0,016	0,018	0,008	0,035	0,043	0,026	0,036	0,062	0,600	0,231	0,831
15,00	0,001	0,030	0,031	0,003	0,066	0,069	0,009	0,063	0,072	0,246	0,269	0,517
16,50	0,001	0,090	0,091	0,005	0,194	0,199	0,015	0,176	0,191	0,219	0,443	0,662
20,00	0,001	0,036	0,037	0,003	0,066	0,069	0,012	0,079	0,091	0,324	0,369	0,693
24,00	0,001	0,045	0,046	0,003	0,080	0,083	0,009	0,096	0,105	0,281	0,412	0,693
40,00	0,000	0,004	0,004	0,000	0,009	0,009	0,001	0,009	0,010	0,146	0,072	0,218

Примечание. I) $a=2$, $b=15$, $c=0,5$, $r_m=0,07$ МКМ; II) $a=2$, $b=12$, $c=0,5$, $r_m=0,111$ МКМ; III) $a=1$, $b=8,94$, $c=0,5$, $r_m=0,05$ МКМ; IV) $a=2$, $b=6$, $c=0,05$, $r_m=0,44$ МКМ.

то для более крупной фракции с $r_m = 0,44$ мкм существенным оказывается влияние рассеяния не только в видимой, но и в инфракрасной области спектра. В случае базальтовой пыли максимум коэффициента поглощения приходится на $\lambda \approx 10$ мкм.

Д. Б. Гиллеси и др. [221] выполнили расчеты коэффициентов ослабления, рассеяния и поглощения по формулам Ми для двух случаев, в каждом из которых рассматривались различные характеристики микроструктуры: 1) аэрозоль из частиц, обладающих одинаковым комплексным показателем преломления $m = 1,5 - 0,005i$ (это значение типично для аэрозоля пустынь); 2) двухкомпонентный аэрозоль из сильно поглощающих малых частиц типа углеродных ($m = 1,8 - 0,5i$) и очень слабо поглощающих частиц типа минерального аэрозоля ($m = 1,5 - 0,0i$). Микроструктура первого компонента характеризуется модифицированным гамма-распределением, а второго — логарифмически-нормальным распределением (с параметрами, соответствующими условиям сильного, умеренного и слабого запыления атмосферы). Относительная массовая концентрация углеродного аэрозоля равна 0,75 %. Расчеты по формулам Ми нормированы по отношению к массовой концентрации аэрозоля, составляющей 200 мкг/м³, что соответствует условиям умеренного запыления.

Анализ результатов вычислений для длин волн 0,55; 0,6943 и 1,06 мкм показывает, что значения коэффициентов ослабления для двух рассматриваемых моделей различаются мало (максимальное различие на длине волны 0,55 мкм составляет 15 %, уменьшаясь до 2 % при 1,06 мкм). Однако расхождения коэффициентов рассеяния и поглощения, а также альбеда однократного рассеяния весьма значительны: 30—45 % (рассеяние), 5—10 раз (поглощение).

Полученные результаты имеют важное значение для расчетов распространения лазерного излучения в атмосфере и интерпретации данных аэрозольного лидарного зондирования. Учет многокомпонентности аэрозоля приводит к изменению интенсивности сигнала обратного рассеяния от 0,3 до 2,6 раз в зависимости от дальности, концентрации аэрозоля и длины волны.

Детальные расчеты влияния химического состава, микроструктуры пылевого аэрозоля на спектральные коэффициенты аэрозольного поглощения и рассеяния, а также на индикатрисы рассеяния были выполнены в работах Н. И. Москаленко, В. Ф. Терзи и др. [41, 43—45]. При этом было исследовано влияние величины мнимой части показателя преломления на поглощение и рассеяние излучения и выполнены вычисления коэффициентов поглощения, рассеяния и индикатрисы рассеяния в спектральной области 0,3—50 мкм для почвенно-эрозионного аэрозоля, характерного для различных эродирующих мест, в условиях пылевого выноса сахарского аэрозоля над океаном, для твердой фракции аэрозоля над промышленно развитыми районами (Манчестер, Англия; Тель-Авив, Израиль). Было обнаружено, что вариации коэффициента обратного рассеяния с изменением мнимой части показателя

преломления могут изменяться в пределах порядка величины. Отсюда следует, что для однозначной интерпретации лидарных измерений вертикальной структуры аэрозоля необходимо привлекать результаты измерений как химического состава, так и микроструктуры атмосферных аэрозолей.

Влияние многокомпонентности аэрозоля очень важно учитывать и при расчетах альбедо системы подстилающая поверхность—атмосфера для оценки воздействия аэрозоля на климат. Вычисления отношения коэффициента поглощения к коэффициенту обратного рассеяния как критического параметра, определяющего аэрозольный эффект потепления и похолодания, показали, что в случае двухкомпонентного аэрозоля это отношение (для длины волны 0,55 мкм) больше в 9 раз, чем для «среднего» аэрозоля.

В условиях малой относительной влажности при описании оптических свойств почвенно-эрозионного аэрозоля, частицы которого не покрыты водной оболочкой, приходится принимать во внимание такой фактор, как несферичность частиц [112, 218, 291]. Как известно, теория Ми строго приложима лишь к частицам, представляющим собой сферы, сферонды и бесконечно длинные цилиндры. Для всех других форм рассеивающих свет частиц необходимо численное решение уравнений Максвелла, граничные условия для которых определяются конкретной формой аэрозольной частицы. Ясно, что для реального многообразия форм аэрозольных частиц почвенного происхождения, их распределения по размерам и ориентаций в пространстве такие расчеты с учетом атмосферной динамики, помимо их исключительной трудоемкости, едва ли могут оказаться достаточно репрезентативными, поскольку при переходе от индивидуальной частицы к ансамблю аэрозольных частиц неизбежно усреднение и, следовательно, потеря значительной доли информации.

Однако возможен и другой подход к решению этой проблемы [112]. Поскольку, по-видимому, отсутствие «резонансов» (под «резонансом» понимается совпадение пиков $\text{Re}(a_n)$ и $\text{Re}(b_n)$ как функций параметра Ми $x = 2\pi r_a/\lambda$, где a_n и b_n — амплитуды Ми, r — радиус частицы) является основным различием между сферическими и несферическими рассеивающими частицами, то амплитуды a_n и b_n можно представить в форме

$$a_n(x, n) = 1/2 [1 - S_a^n(x, n)], \quad (2.16)$$

$$b_n(x, n) = 1/2 [1 - S_b^n(x, n)], \quad (2.17)$$

где n — вещественная часть комплексного показателя преломления; S_a^n и S_b^n — функции коэффициента преломления, размера и формы рассеивающей частицы, которые для несферических частиц должны быть равны нулю в области резонансов.

Экспериментальная проверка такого подхода показала хорошее согласие вычисленных и полученных опытным путем индикатрис рассеянного света для модельных аэрозолей. Полученные результаты позволяют сделать вывод, что независимо от формы

индивидуальных произвольно ориентированных аэрозольных частиц их индикатриса рассеяния лежит между индикатрисой рассеяния, полученной по вышеописанному модифицированному методу Ми для суммирующего числа $n=1$ (условие максимального проявления эффекта несферичности), и индикатрисой, вычисленной по теории Ми для строго сферических частиц.

Если учесть хаотическую ориентацию несферических частиц в условиях реальной атмосферы, разнообразие их форм и размеров, то оказывается, что рассеяние ансамблем несферических частиц сравнительно мало отличается от рассеяния сферическими частицами. Однако при больших углах рассеяния (особенно в случае рассеяния назад) наблюдаются значительные расхождения индикатрис рассеяния для несферических и сферических частиц. Менее изучено пока влияние несферичности частиц на поглощение радиации. Как показал П. Чилек [112], выявляемая расчетами индикатрисы рассеяния по формулам Ми тонкая структура индикатрисы в форме «ряби» обусловлена резонансами индикатрис a_n и b_n .

Р. М. Уэлч и С. К. Кокс рассчитали поперечники общего ослабления, рассеяния и поглощения для изучения изменчивости вклада резонансов (и следовательно, поправок на несферичность) в зависимости от комплексного преломления $m=n-ik$ и параметра размеров частиц $x=2\pi r_a/\lambda$ (r_a — радиус частиц, λ — длина волны). Вычисления сделаны для значений вещественной части показателя преломления $n=1,3; 1,5; 1,7$ и мнимой части $k=10^{-1}; 10^{-3}; 10^{-5}$.

Анализ результатов вычислений показал, что влияние резонансов проявляется при возрастании n (усилении рассеяния) лишь в области малых x . Однако в случае частиц с высоким показателем преломления и большим k доминирует вклад поглощения при сильном ослаблении влияния рассеяния. Поправкой на несферичность в микроволновом диапазоне можно пренебречь при $k \leq 0,1$, если $n \geq 3$, но эта поправка существенна при $k \approx 1$. В пределах солнечного спектра и размеров частиц типа облачных можно пренебречь резонансами, если $n \geq 2$. При уменьшении показателя преломления влияние несферичности существенно сказывается как на рассеянии, так и на поглощении. Если $n \leq 2$ и $k \approx 10^{-5}$, влияние несферичности может привести к увеличению поперечника в области максимумов поглощения на несколько порядков величины. С уменьшением k возрастает ширина максимумов поглощения и это означает, что рассматриваемый эффект проявляется в более широком диапазоне размеров частиц. При $k \geq 0,1$ несферичностью можно пренебречь.

В случае сферических частиц для больших x характерно быстрое возрастание поперечника поглощения до значения около 1 и отсутствие осцилляций зависимости поперечника от x . Усиление рассеяния характеризуется сильной немонотонностью хода поперечника поглощения (наличием «всплесков»). Существенно иные закономерности наблюдаются в случае несферических частиц. При

всех x и максимум поперечника поглощения оказывается в зоне $x \approx 5 \dots 10$, по обе стороны от которой значения поперечника убывают.

2.4. ОПТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ДЛЯ РАЗЛИЧНЫХ МИКРОСТРУКТУР МОРСКОГО АЭРОЗОЛЯ

Выше уже отмечалось, что тропосферный аэрозоль над морскими акваториями и океанами формируется следующими основными фракциями: солевой, сульфатами и минеральной составляющей. Во влажной атмосфере образуются солевые растворы и растворы сульфатов. Солевая фракция является преобладающей на высотах до 1,5—2 км, в то время как на больших высотах сульфаты доминируют над солевой фракцией. Пылевая фракция аэрозолей над морскими акваториями сильно зависит от метеословий в регионах пылевого выноса и поэтому является весьма изменчивым во времени и пространстве компонентом. В прибрежном поясе на оптические свойства атмосферного аэрозоля сильное влияние оказывает аэрозоль антропогенного происхождения.

Оптические свойства пылевого аэрозоля были рассмотрены в предшествующем разделе. Далее обсудим оптические свойства морского аэрозоля и сульфатов.

Микроэлементный состав морского аэрозоля довольно сложен, хотя основными его компонентами являются NaCl , $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$. В табл. 2.11 представлены химические соединения, присутствующие в морском аэрозоле, и даны значения их показателей преломления для $\lambda = 0,55$ мкм.

Таблица 2.11

ДЕЙСТВИТЕЛЬНАЯ ЧАСТЬ n ПОКАЗАТЕЛЯ ПРЕЛОМЛЕНИЯ
АЭРОЗОЛЬНЫХ ЧАСТИЦ С КРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ
СТРУКТУРОЙ

Элемент	n	Элемент	n
NH_4Cl	1,64	CaSO_4	1,57
NH_4SO_3	1,60	KCl	1,49
$(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$	1,52	N_2SO_4	1,48
MgCl_2	1,54	SiO_2	1,49
NaNO_3	1,59	K_2SO_4	1,49
NaCl	1,54		

В условиях большой влажности ($f > 80\%$) эти элементы могут служить ядрами конденсации частиц водных растворов. Наиболее вероятный химический состав солевого аэрозоля содержит

88,7 % хлоридов, 10,8 % сульфатов, 0,3 % карбонатов и 0,2 % других солей.

Солевой аэрозоль, содержащий сульфаты, заметно поглощает излучение только в области спектра $\lambda > 2,5$ мкм с центрами полос поглощения на длинах волн 3,0; 7,2; 8,7; 18,5 и 45 мкм. Влияние вариаций микроструктуры на оптические характеристики солевого аэрозоля можно проследить на основе данных, представленных на рис. 2.6 и в табл. 2.12, 2.13. На рис. 2.6 приведены спектральные коэффициенты ослабления морской соли для различных гамма-

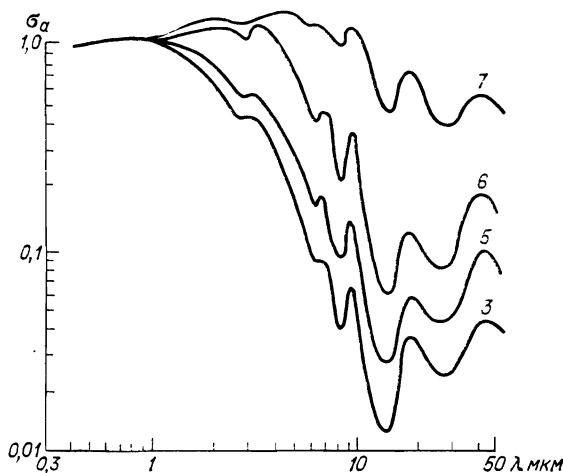


Рис. 2.6. Спектры коэффициентов ослабления σ_a морского аэрозоля для распределений числа частиц по размерам 3, 5, 6, 7, представленных в табл. 2.6.

распределений числа частиц по размерам, представленных в табл. 2.6. В случае распределений 3, 5, 6, 7, отвечающих модам солевых частиц с модальным радиусом $r_m = 0,07 \dots 0,5$ мкм, в области длин волн от 2 до 10 мкм наблюдается спад коэффициента ослабления с ростом длины волны. Заметная спектральная структура величины σ_a обусловлена спектральной зависимостью действительной и мнимой частей комплексного показателя преломления морской соли.

В области спектра 0,3—1 мкм наблюдается слабый рост коэффициента ослабления с увеличением длины волны. По мере увеличения числа частиц грубодисперсной фракции и увеличения r_m длина волны λ_m , на которой коэффициент ослабления принимает максимальное значение, смещается в красную область спектра. Если для распределения числа частиц по размерам 3 $\lambda_m \approx 1$ мкм, то для распределения 9 $\lambda_m \approx 3,5$ мкм.

Микроструктура морского аэрозоля, особенно в пограничном слое атмосферы, сильно зависит от окружающих условий, таких,

Таблица 2.12

КОЭФФИЦИЕНТЫ ОСЛАБЛЕНИЯ (σ_a), РАССЕЯНИЯ (σ_s) И ПОГЛОЩЕНИЯ (σ_a^0) И НОРМИРОВАННАЯ ИНДИКАТРИСА РАССЕЯНИЯ $f(\theta)$ ДЛЯ МОРСКОГО АЭРОЗОЛЯ С ГАММА-РАСПРЕДЕЛЕНИЕМ ЧИСЛА ЧАСТИЦ ПО РАЗМЕРАМ: $a=3$, $b=6$, $c=0.5$

λ	0,55	1,0	2,8	3,8	4,5	5,5	6,0	6,5	7,2	8,2	8,5
σ_a	1,000	1,048	1,163	1,300	1,335	1,215	1,189	1,265	1,127	0,959	1,005
σ_s	0,682	0,765	0,636	1,130	1,289	0,967	1,062	1,219	1,082	0,843	0,964
σ_a^0	0,318	0,283	0,527	0,170	0,046	0,248	0,127	0,046	0,045	0,116	0,141
θ°	$f(\theta)$										
0	101 3	320 2	442 1	264 1	210 1	165 1	165 1	133 1	138 1	124 1	110 1
5	291 1	452 1	302 1	216 1	182 1	150 1	148 1	125 1	130 1	118 1	105 1
10	384 0	692 0	125 1	131 1	125 1	114 1	117 1	103 1	109 1	101 1	906 0
25	779 1	114 0	137 0	297 0	352 0	335 0	387 0	397 0	421 0	402 0	386 0
40	422 1	562 1	360 1	509 1	134 0	111 0	131 0	154 0	153 0	143 0	145 0
55	237 1	289 1	143 1	500 1	617 1	430 1	511 1	671 1	622 1	554 1	587 1
70	122 1	158 1	688 2	264 1	317 1	199 1	233 1	329 1	287 1	253 1	276 1
85	668 2	842 2	372 2	160 1	190 1	107 1	128 1	189 1	158 1	132 1	146 1
90	542 2	703 2	321 2	128 1	163 1	915 2	108 1	162 1	134 1	111 1	124 1
100	380 2	517 2	251 2	999 2	125 1	702 2	831 2	127 1	102 1	843 2	940 2
130	225 2	285 2	162 2	812 2	107 1	518 2	655 2	105 1	849 2	605 2	666 2
155	408 2	880 2	165 2	177 1	242 1	717 2	103 1	182 1	131 1	731 2	762 2
165	126 1	184 1	146 2	192 1	272 1	649 2	930 2	173 1	116 1	691 2	715 2
175	223 1	206 1	121 2	205 1	365 1	616 2	905 2	250 1	136 1	779 2	819 2
180	151 1	198 1	125 2	259 1	451 1	672 2	987 2	283 1	146 1	809 2	851 2

Таблица 2.13

КОЭФФИЦИЕНТЫ ОСЛАБЛЕНИЯ (σ_a), РАССЕЯНИЯ (σ_s) И ПОГЛОЩЕНИЯ (σ_a) И НОРМИРОВАННАЯ ИНДИКАТРИСА РАССЕЯНИЯ $f(\theta)$ ДЛЯ МОРСКОГО АЭРОЗОЛЯ С ГАММА-РАСПРЕДЕЛЕНИЕМ ЧИСЛА ЧАСТИЦ ПО РАЗМЕРАМ: $a=3$, $b=6$, $c=0,5$

λ	8,7	9,0	9,5	10	11	13	15	17	20	30	40
σ_a	1,181	1,245	1,119	1,035	0,873	0,496	0,478	0,705	0,668	0,426	0,596
σ_s	1,010	1,082	1,021	0,957	0,811	0,438	0,385	0,442	0,400	0,162	0,124
σ_a	0,171	0,163	0,098	0,078	0,062	0,058	0,093	0,263	0,268	0,264	0,472
θ	$f(\theta)$										
0	873 0	766 0	860 0	878 0	850 0	693 0	537 0	334 0	258 0	106 0	398 1
5	835 0	736 0	827 0	847 0	824 0	675 0	526 0	329 0	254 0	105 0	396 1
10	735 0	655 0	739 0	760 0	748 0	622 0	496 0	313 0	245 0	103 0	398 1
25	352 0	336 0	376 0	390 0	405 0	270 0	334 0	226 0	190 0	886 1	346 1
40	152 0	155 0	165 0	168 0	172 0	171 0	170 0	131 0	122 0	676 1	281 1
55	696 1	761 1	762 1	766 1	772 1	772 1	773 1	681 1	708 1	470 1	214 1
70	357 1	412 1	390 1	380 1	375 1	376 1	377 1	367 1	402 1	309 1	160 1
85	203 1	246 1	224 1	217 1	208 1	207 1	207 1	216 1	245 1	205 1	126 1
90	175 1	214 1	192 1	185 1	177 1	175 1	173 1	185 1	212 1	181 1	119 1
100	136 1	170 1	149 1	141 1	135 1	133 1	128 1	141 1	165 1	147 1	110 1
130	101 1	128 1	111 1	105 1	982 2	921 2	860 2	865 2	100 1	111 1	116 1
155	106 1	129 1	120 1	114 1	101 1	952 2	878 2	726 2	870 2	115 1	132 1
165	114 1	167 1	131 1	125 1	109 1	102 1	952 2	730 2	878 2	118 1	136 1
175	161 1	260 1	177 1	158 1	128 1	115 1	101 1	743 2	891 2	120 1	138 1
180	172 1	279 1	187 1	165 1	132 1	117 1	102 1	745 2	893 2	120 1	139 1

как скорость ветра и относительная влажность. В работах [165, 297] предприняты попытки учесть влияние этих факторов на микроструктуру морского аэрозоля и предложены многопараметрические модели его микроструктуры. Естественно ожидать, что оптические постоянные вещества, формирующего аэрозоли, будут зависеть от размера частицы, влажности атмосферы и скорости ветра. Однако теоретические предпосылки, заложенные при методе моделирования микроструктуры морского аэрозоля [297], нуждаются в экспериментальной проверке. Реальная микроструктура солевых частиц морского аэрозоля в соответствии с механизмом его образования (см. п. 1.2) может быть получена путем суперпозиции распределений 3, 9, 10. Первое распределение соответствует субмикронной моде солевых частиц, второе — его грубодисперсной фракции. Фракция 10 должна быть добавлена к фракциям 3,9 в условиях сильной взволнованности морской поверхности при скорости ветра более 9 м/с.

Из данных, представленных в табл. 2.12, можно видеть, что солевой морской аэрозоль, содержащий грубодисперсную фракцию частиц, имеет сильно вытянутую вперед индикатрису рассеяния. Вытянутость индикатрисы рассеяния уменьшается с ростом длины волны. Солевые частицы по сравнению с пылевым аэрозолем в меньшей степени поглощают излучение в области окна прозрачности 8—13 мкм. В области спектра $\lambda > 20$ мкм ослабление излучения морским аэрозолем происходит преимущественно за счет механизма поглощения излучения частицами. В табл. 2.14 проведено сопоставление спектральных коэффициентов ослабления (σ_a), рассеяния (σ_a^s) и поглощения (σ_a^a) для фракции частиц морской соли, микроструктура которых описывается гамма-функцией с параметрами $a = 1$, $b = 7,5$, $c = 0,5$ и $a = 1$, $b = 9$, $c = 0,5$.

На длине волны $\lambda \approx 0,44$ мкм действительная часть показателя преломления имеет провал, где n_λ принимает минимальное значение. Последнее обстоятельство приводит к снижению коэффициента ослабления в окрестности $\lambda \approx 0,44$ мкм [83]. Снижение коэффициента ослабления при $\lambda \approx 0,44$ мкм может достигать 20—30 %. Глубина провала сильно зависит от спектрального разрешения, с которым измерены спектры ослабления излучения. Следует заметить, что на длинах волн, для которых действительная часть показателя преломления принимает значение, равное единице, аэрозоль не рассеивает излучение, а ослабляет его только за счет механизма поглощения излучения.

Сульфатный аэрозоль является вторым по значимости компонентом аэрозоля над морскими акваториями (в условиях отсутствия пылевого выноса). Его концентрация особенно велика в средних и верхних слоях тропосферы, где сульфаты составляют основную фракцию аэрозолей и оказывают определяющее влияние на его оптические свойства [124].

В табл. 2.15 приведены спектральные зависимости коэффициентов ослабления, рассеяния и поглощения для частиц сульфата аммония, микроструктура которых описывается гамма-функцией

Таблица 2.14

НОРМИРОВАННЫЕ НА ОПТИЧЕСКУЮ ПЛОТНОСТЬ КОЭФФИЦИЕНТЫ ОСЛАБЛЕНИЯ (σ_a), РАССЕЯНИЯ (σ_a^s) И ПОГЛОЩЕНИЯ (σ_a^a) ЧАСТИЦ МОРСКОЙ СОЛИ (А) И КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ПЫЛИ (Б)

I				II			
А				Б			
λ мкм	σ_a	σ_a^s	σ_a^a	λ мкм	σ_a	σ_a^s	σ_a^a
0,55	1,000	0,946	0,054	0,55	1,000	0,855	0,145
1,00	1,149	1,074	0,075	1,00	0,729	0,481	0,248
2,00	1,024	0,803	0,221	2,00	0,324	0,248	0,076
2,50	0,888	0,820	0,068	3,00	0,140	0,109	0,031
2,70	0,801	0,587	0,214	4,50	0,145	0,119	0,026
3,00	1,147	0,667	0,480	6,00	0,064	0,020	0,044
3,50	0,708	0,687	0,021	6,50	0,058	0,013	0,045
4,00	0,623	0,577	0,046	7,20	0,143	0,086	0,057
4,50	0,465	0,401	0,064	8,20	0,074	0,008	0,066
6,00	0,351	0,286	0,073	8,50	0,112	0,032	0,080
6,50	0,284	0,173	0,111	8,70	0,137	0,051	0,086
7,20	0,123	0,039	0,084	9,00	0,227	0,120	0,107
7,90	0,111	0,064	0,047	9,50	0,224	0,111	0,113
8,20	0,262	0,062	0,200	10,00	0,210	0,104	0,106
8,50	0,721	0,397	0,324	11,00	0,133	0,064	0,069
8,70	0,740	0,386	0,354	12,00	0,107	0,077	0,030
9,00	0,636	0,296	0,340	13,00	0,075	0,020	0,055
9,20	0,475	0,294	0,181	15,00	0,065	0,024	0,041
9,50	0,364	0,258	0,106	20,00	0,072	0,013	0,059
10,00	0,260	0,205	0,055	25,00	0,052	0,009	0,043
11,00	0,175	0,124	0,051	30,00	0,064	0,005	0,059
13,00	0,108	0,039	0,069	35,00	0,062	0,008	0,059
14,80	0,138	0,025	0,113	40,00	0,059	0,002	0,057
15,00	0,243	0,117	0,126	50,00	0,046	0,001	0,045
17,20	0,131	0,056	0,075				
18,50	0,151	0,068	0,083				
20,00	0,467	0,218	0,249				
25,00	0,328	0,126	0,202				

Примечание. I) $a=1$, $b=7,5$, $c=0,5$; II) $a=1$, $b=9$, $c=0,5$.

с параметрами $a=1,5$, $b=6$, $c=1$. Для этого распределения числа частиц по размерам максимум значения коэффициента ослабления наблюдается при $\lambda \approx 1$ мкм. Весьма сильные аномалии в спектральной структуре σ_a обусловлены спектральными вариациями значений действительной и мнимой частей комплексного показателя преломления. Так, максимумы в значениях σ_a наблюдаются на длинах волн 3,1; 7,15; 9 мкм, а минимумы — на $\lambda = 3,1$; 6,5; 8; 14 мкм. Сульфатный аэрозоль обладает сильными полосами поглощения во всей красной области спектра, что и определяет спектральную структуру коэффициента поглощения и объясняет наблюдаемые максимумы значений σ_a^a на длинах волн 3,1; 7,15; 9 мкм.

Таблица 2.15

КОЭФФИЦИЕНТЫ ОСЛАБЛЕНИЯ (σ_a), РАССЕЯНИЯ (σ_a^s) И ПОГЛОЩЕНИЯ (σ_a^a) ЧАСТИЦ СУЛЬФАТА АММОНИЯ [43]

λ МКМ	σ_a	σ_a^a	σ_a^s	λ МКМ	σ_a	σ_a^a	σ_a^s
0,55	1,000	0,034	0,966	7,3	0,213	0,108	0,105
1,00	1,136	0,027	1,107	7,6	0,073	0,027	0,046
2,00	0,737	0,017	0,720	8,0	0,045	0,026	0,019
2,50	0,516	0,016	0,500	8,4	0,050	0,019	0,031
2,70	0,437	0,072	0,365	8,5	0,161	0,154	0,007
2,80	0,440	0,195	0,245	8,7	0,202	0,198	0,004
3,00	0,432	0,256	0,176	9,0	0,541	0,337	0,204
3,10	0,919	0,426	0,493	9,4	0,350	0,087	0,263
3,35	0,434	0,069	0,365	10,0	0,106	0,029	0,077
4,00	0,298	0,017	0,281	11,0	0,044	0,014	0,030
4,50	0,189	0,016	0,173	12,0	0,028	0,010	0,018
5,50	0,106	0,028	0,078	13,0	0,017	0,006	0,011
6,00	0,090	0,042	0,048	14,0	0,013	0,006	0,007
6,50	0,070	0,058	0,012	16,8	0,039	0,013	0,026
6,80	0,116	0,107	0,009	18,0	0,013	0,009	0,004
7,15	0,409	0,297	0,112	22,8	0,008	0,007	0,001

2.5. ОПТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПРОМЫШЛЕННОГО АЭРОЗОЛЯ И ИХ ВАРИАЦИИ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА И МИКРОСТРУКТУРЫ

Оптические характеристики аэрозоля в промышленно развитых зонах существенно отличаются от оптических характеристик в зонах, где аэрозоль формируется преимущественно в процессе естественных фазовых, химических и механических превращений. Отличительной особенностью аэрозоля над промышленно развитыми зонами является его высокая поглощательная способность. По данным [254], для всех промышленно развитых районов характерно увеличение мнимой части показателя преломления с увеличением длины волны от ультрафиолетовой до ближней инфракрасной области спектра, в то время как для минеральной пыли в области 0,5—1,2 мкм мнимая часть комплексного показателя преломления от длины волны практически не зависит. Вторая особенность промышленного аэрозоля заключается в высокой концентрации тонкодисперсной фракции аэрозоля, обладающей и более высокой поглощательной способностью.

Выполненные нами расчеты [34—43] показали, что в индустриально развитых районах на длине волны 0,55 мкм альbedo однократного рассеяния ω изменяется от 0,5 до 0,65, а в окрестности источников промышленного аэрозоля вероятность выживания кванта уменьшается по мере удаления от источника до значений 0,89—0,94 (над континентами), отвечающих различным моделям аэрозолей свободной от антропогенного влияния атмосферы.

Основными компонентами промышленного аэрозоля являются сульфаты, углерод (частицы сажи, образовавшиеся в процессе полимеризации из газовой фазы), континентальная пыль, обогащенная углеродом, растворы серной кислоты. Все вышеперечисленные компоненты имеют действительную часть комплексного показателя преломления, близкую к значению 1,5 для всей области спектра, от 0,3 до 1,7 мкм.

Микроструктуру промышленного аэрозоля можно скомпоновать в виде суперпозиции трех распределений, отмеченных в табл. 2.6 под номерами 1, 3, 9. Причем фракция 3 проявляет наиболее выражено свои оптические свойства и является ответственной за оптические характеристики промышленного аэрозоля. По сравнению

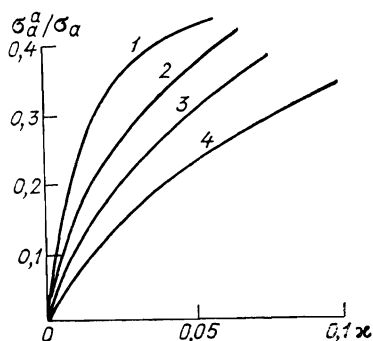


Рис. 2.7. Зависимости отношения спектральных коэффициентов $\sigma_a^\lambda/\sigma_a$ от мнимой части λ комплексного показателя преломления для различных длин волн.

1) 0,3 мкм; 2) 0,69 мкм; 3) 1,06 мкм; 4) 1,7 мкм.

с трехмодальной суперпозицией логарифмически-нормальных распределений К. Уитби [301, 302] предложенная нами модель микроструктурных характеристик отличается более высокой концентрацией тонкодисперсной фракции аэрозоля. Последнее улучшает адекватность представления оптических характеристик аэрозоля твердой фазы, так как позволяет косвенно учесть влияние несферичности и неоднородности твердых частиц на их оптические свойства. Уже при $\lambda > 0,02$ в видимой и инфракрасной областях спектра тонкодисперсная фракция аэрозоля ослабляет излучение в основном за счет поглощения излучения.

На рис. 2.7 представлены зависимости отношения спектральных коэффициентов поглощения излучения аэрозолями фракции 3 от мнимой части комплексного показателя преломления для четырех длин волн (0,3; 0,69; 1,06 и 1,7 мкм), позволяющие охарактеризовать спектральный ход вероятности выживания кванта (альbedo однократного рассеяния). Обращает внимание нелинейная зависимость σ_a^λ от λ . Этот факт важно учитывать при определении мнимой части комплексного показателя преломления из измерений поглощения излучения аэрозолями с помощью спектрофона.

В табл. 2.16 представлены значения альbedo однократного рассеяния для аэрозольных проб над Манчестером (Англия), Реннэ (Франция) и в окрестности Уайт-Сэндс (США). Действительная

Таблица 2.16

АЛЬБЕДО ОДНОКРАТНОГО РАССЕЯНИЯ $\tilde{\omega}$ ДЛЯ АЭРОЗОЛЯ
НАД ПРОМЫШЛЕННЫМИ ГОРОДАМИ

Место, дата измерения	n	Длина волны, мкм			
		0,3	0,69	1,06	1,7
Манчестер (Англия), май 1976 г.	1,5	0,566	0,539	0,662	0,637
Реннэ (Франция), февраль 1976 г.	1,5	0,693	0,786	0,803	0,779
Уайт Сэндс (США), июнь 1976 г.	1,5	0,776	0,931	0,952	0,956
	1,65	0,768	0,923	0,948	0,953

часть комплексного показателя преломления принималась равной 1,5 и 1,65. Мнимая часть комплексного показателя преломления принята по данным измерений [254].

По данным [254], для всех промышленно развитых районов характерно увеличение мнимой части показателя преломления с увеличением длины волны в области 0,3—1,7 мкм, что должно, казалось бы, приводить к уменьшению вероятности выживания кванта $\tilde{\omega}$. Однако расчеты показывают, что $\tilde{\omega}$ принимает максимальное значение при $\lambda = 1,06$ мкм.

Для районов сельской местности и субаридных зон наблюдается уменьшение κ с увеличением длины волны [254]. При этом альbedo однократного рассеяния увеличивается с длиной волны (несколько медленнее для $n = 1,65$, чем для $n = 1,5$). Добавка фракции 1 тонкодисперсного аэрозоля приведет к уменьшению альbedo однократного рассеяния как для аэрозоля промышленных зон, так и для аэрозоля над аридными и субаридными зонами.

На рис. 2.8 представлены индикатрисы рассеяния для аэрозоля над Манчестером (кривая 1), Реннэ (кривая 2) и субаридной зоной Уайт-Сэндс (кривые 3 и 4, соответствующие значениям действительной части комплексного показателя преломления 1,5 и 1,65 соответственно).

Выбор оптических постоянных оказывает существенное влияние на угловой ход индикатрисы рассеяния. При нормировке индикатрисы рассеяния на вероятность выживания кванта значения индикатрисы рассеяния вперед практически совпадают для всех κ . Максимальное отклонение наблюдается в области обратного рассеяния, что значительно затрудняет однозначную интерпретацию результатов дистанционного зондирования атмосферного аэрозоля. Интенсивность обратного рассеяния может быть на порядок меньше в промышленно развитых районах, чем в сельской местности при $n = 1,5$. Увеличение n до 1,65 приводит к увеличению обратного рассеяния в 4—5 раз для сельских районов и почти на два порядка для промышленных. Отсюда вытекает важность правильного выбора оптических постоянных при восстановлении вертикальной структуры оптической плотности аэрозоля по данным

лазерного зондирования. Значительные ошибки могут возникать и при определении коэффициентов аэрозольного ослабления с помощью нефелометра, если не учитывается влияние поглощения излучения аэрозолем над промышленными зонами.

Загрязнение атмосферы в процессе производственной деятельности человека вызывает увеличение сильно поглощающих частиц

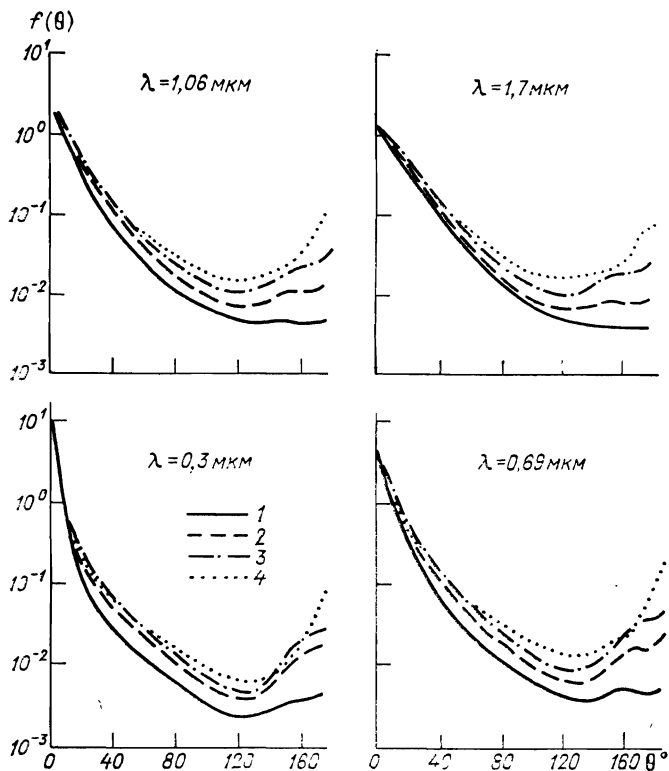


Рис. 2.8. Индикатрисы рассеяния излучения дымки.

аэрозоля, которые не приводят к существенным вариациям альбедо системы подстилающая поверхность — атмосфера, но усиливают экранирование восходящего излучения поверхности.

2.6. ОПТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АЭРОЗОЛЕЙ ВОДНЫХ РАСТВОРОВ

В п. 2.3—2.5 отмечалось, что увеличение влажности атмосферы вызывает значительные изменения микрофизических свойств атмосферных аэрозолей, обусловленных изменениями действительной и мнимой частей комплексного показателя преломления, ростом частиц при растворении твердой солевой фракции частиц. С ро-

стом влажности атмосферы возрастает число частиц тонкодисперсной фракции водных растворов вследствие их образования по механизму ионной гидратации. Оптические характеристики аэрозоля водных растворов сильно варьируют в зависимости от химического состава капель водных растворов. Наиболее распространенными компонентами аэрозолей водных растворов являются водные растворы $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$, NaCl и H_2SO_4 . На тонкодисперсной фракции нерастворимых частиц образуются капли воды в результате конденсации водяного пара.

В табл. 2.17 затабулированы коэффициенты ослабления, рассеяния, поглощения и нормированная индикатриса рассеяния водяных капель с гамма-распределением числа частиц по размерам: $a = 1$, $b = 9$, $c = 0,5$. Водяные капли практически не поглощают коротковолновую радиацию, но довольно сильно поглощают инфракрасное излучение в областях спектра 2,7—3,9 мкм (с центром полосы поглощения 3 мкм) и $\lambda > 5,5$ мкм. В дальней инфракрасной области спектра величина σ_a^a достигает максимума при $\lambda = 15$ мкм (табл. 2.18).

Вытянутость индикатрисы рассеяния водяных капель уменьшается с увеличением длины волны, как и для других типов аэрозольных образований. По мере увеличения фракции крупных водяных капель спектральный ход коэффициентов ослабления, рассеяния и поглощения сглаживается. Сведения по оптическим характеристикам водного аэрозоля для трех гамма-распределений (дымки H , L , M) затабулированы в книге Д. Дейрменджана [8].

В табл. 2.19 приведены коэффициенты ослабления, рассеяния, поглощения для водного раствора сульфатного аэрозоля над континентами для микроструктуры 2 (см. табл. 2.6) с параметрами гамма-распределения $a = 0,2$, $b = 6$, $c = 0,5$. Концентрированный раствор сульфатов для заданной микроструктуры в видимой области спектра имеет слабую спектральную зависимость и лишь в области $\lambda > 1,2$ мкм спектральные коэффициенты рассеяния быстро уменьшаются. Слабое спектральное поглощение в видимом диапазоне спектра скорее обусловлено фоновым загрязнением атмосферы, в то время как поглощение в инфракрасной области спектра является характерным для сульфатов с проявлением всех его полос поглощения. В участках спектра с сильным аэрозольным поглощением излучения коэффициенты рассеяния σ_a^s невелики.

Сульфат аммония в свободной атмосфере является одним из основных компонентов аэрозоля. Значительную часть промышленного аэрозоля представляют собой частицы сульфата, которые при влажности $> 80\%$ растворяются и превращаются в жидкие капли. При высокой влажности в атмосфере концентрация сульфатов в капельно-жидком растворе уменьшается и его оптические свойства становятся близкими к водным аэрозольным образованиям.

В табл. 2.20 и 2.21 затабулированы коэффициенты ослабления, рассеяния и поглощения и индикатрисы рассеяния для растворов

Таблица 2.17

КОЭФФИЦИЕНТЫ ОСЛАБЛЕНИЯ (σ_a), РАССЕЯНИЯ (σ_a^s) И ПОГЛОЩЕНИЯ (σ_a^a) И НОРМИРОВАННАЯ ИНДИКАТРИСА РАССЕЯНИЯ $f(\theta)$ ВОДНЫХ КАПЕЛЬ С ГАММА-РАСПРЕДЕЛЕНИЕМ ЧИСЛА ЧАСТИЦ ПО РАЗМЕРАМ: $a=1$, $b=9$, $c=0,5$

λ	0,45	0,55	1,2	1,6	2,0	2,3	3,0	3,9	5,3	6,1	8,2	10	11,5	16,5
σ_a	1,000	1,000	0,845	0,655	0,525	0,403	0,564	0,225	0,106	0,178	0,059	0,042	0,092	0,127
σ_a^s	1,000	1,000	0,842	0,655	0,518	0,402	0,198	0,217	0,088	0,054	0,024	0,007	0,004	0,009
σ_a^a	0,000	0,000	0,003	0,000	0,007	0,001	0,366	0,003	0,018	0,124	0,035	0,035	0,088	0,118
θ°	$f(\theta)$													
0	10,3	7,70	2,86	2,22	1,94	1,78	1,10	0,992	0,685	0,528	0,415	0,326	0,267	0,199
5	4,04	3,63	2,37	1,98	1,76	1,64	1,05	0,887	0,668	0,520	0,404	0,319	0,261	0,196
10	1,49	1,55	1,59	1,47	1,38	1,29	0,91	0,795	0,618	0,491	0,393	0,312	0,257	0,194
25	0,35	0,365	0,362	0,381	0,485	0,495	0,427	0,426	0,335	0,345	0,298	0,251	0,214	0,148
40	0,11	0,113	0,124	0,135	0,144	0,149	0,178	0,161	0,199	0,198	0,139	0,174	0,158	0,137
55	0,046	0,084	0,047	0,052	0,057	0,060	0,070	0,089	0,098	0,114	0,116	0,112	0,113	0,111
70	0,019	0,019	0,019	0,021	0,022	0,023	0,038	0,042	0,050	0,048	0,075	0,070	0,072	0,075
85	0,009	0,010	0,012	0,011	0,012	0,012	0,021	0,023	0,029	0,036	0,042	0,048	0,053	0,059
90	0,009	0,009	0,009	0,009	0,010	0,010	0,019	0,018	0,024	0,030	0,036	0,043	0,048	0,055
100	0,007	0,007	0,007	0,007	0,008	0,008	0,014	0,014	0,018	0,024	0,030	0,037	0,044	0,051
130	0,008	0,008	0,006	0,006	0,006	0,006	0,010	0,010	0,015	0,019	0,027	0,035	0,045	0,055
155	0,017	0,015	0,010	0,008	0,008	0,007	0,010	0,012	0,016	0,021	0,029	0,039	0,050	0,055
165	0,021	0,020	0,010	0,009	0,008	0,008	0,010	0,013	0,017	0,021	0,030	0,040	0,051	0,067
175	0,019	0,016	0,009	0,008	0,008	0,008	0,010	0,014	0,018	0,022	0,030	0,041	0,052	0,069
180	0,033	0,026	0,011	0,009	0,009	0,008	0,010	0,014	0,018	0,022	0,031	0,041	0,052	0,070

Таблица 2.18

НОРМИРОВАННЫЕ НА ОПТИЧЕСКУЮ ПЛОТНОСТЬ КОЭФФИЦИЕНТЫ ОСЛАБЛЕНИЯ (σ_a), РАССЕЯНИЯ (σ_a^s) И ПОГЛОЩЕНИЯ (σ_a^a) ДЛЯ ВОДНОГО АЭРОЗОЛЯ С ГАММА-РАСПРЕДЕЛЕНИЕМ ЧИСЛА ЧАСТИЦ ПО РАЗМЕРАМ: $a=1$, $b=9$, $c=0,5$

λ МКМ	σ_a	σ_a^s	σ_a^a
0,3	0,969	0,802	0,167
0,55	1,000	0,982	0,018
1,0	0,892	0,891	0,001
1,6	0,655	0,655	0,000
2,0	0,525	0,518	0,007
2,3	0,403	0,402	0,001
2,5	0,302	0,296	0,006
2,7	0,104	0,091	0,013
3,0	0,529	0,193	0,336
3,2	0,548	0,352	0,196
4,0	0,274	0,268	0,006
4,5	0,198	0,173	0,015
5,5	0,111	0,096	0,016
6,0	0,172	0,067	0,105
6,1	0,178	0,054	0,124
6,5	0,118	0,073	0,045
7,2	0,084	0,051	0,033
8,2	0,061	0,032	0,029
8,5	0,057	0,028	0,029
8,7	0,027	0,026	0,001
9,0	0,050	0,021	0,029
9,5	0,045	0,015	0,030
10,0	0,061	0,005	0,056
11,5	0,092	0,004	0,088
13,0	0,137	0,010	0,127
15,0	0,168	0,014	0,154
16,5	0,127	0,009	0,118
18,0	0,123	0,013	0,110
20,0	0,102	0,014	0,088
25,0	0,073	0,006	0,067

Таблица 2.19

КОЭФФИЦИЕНТЫ ОСЛАБЛЕНИЯ (σ_a), РАССЕЙНИЯ (σ_a^s) И ПОГЛОЩЕНИЯ (σ_a) И НОРМИРОВАННАЯ ИНДИКАТРИСА РАССЕЙНИЯ $f(\theta)$ ДЛЯ ВОДНОГО РАСТВОРА СУЛЬФАТНОГО АЭРОЗОЛЯ С ГАММА-РАСПРЕДЕЛЕНИЕМ ЧИСЛА ЧАСТИЦ ПО РАЗМЕРАМ: $a=0,2$, $b=6$, $c=0,5$

λ	0,3	0,55	1,0	2,0	2,5	2,7	3,0	3,5	4,0	4,5	6,0	6,5	7,2
σ_a	0,943	1,000	0,990	0,803	0,701	0,639	0,610	0,563	0,503	0,389	0,305	0,251	0,112
σ_a^s	0,869	0,954	0,926	0,775	0,642	0,458	0,527	0,544	0,463	0,333	0,247	0,154	0,039
σ_a^a	0,074	0,046	0,064	0,033	0,059	0,181	0,083	0,019	0,040	0,056	0,054	0,097	0,073
θ°	$f(\theta)$												
0	442 2	135 2	490 1	206 1	163 1	138 1	137 1	123 1	105 1	977 0	673 0	511 0	293 0
5	387 1	363 1	276 1	173 1	145 1	123 1	115 1	949 0	993 0	928 0	650 0	494 0	284 0
10	963 0	123 1	130 1	120 1	108 1	922 0	980 0	949 0	847 0	801 0	588 0	448 0	259 0
25	221 0	274 0	323 0	388 0	386 0	306 0	367 0	404 0	386 0	373 0	331 0	253 0	145 0
40	959 1	111 0	122 0	143 0	143 0	110 0	142 0	167 0	162 0	151 0	157 1	120 0	659 1
55	460 1	519 1	527 1	602 1	597 1	439 1	586 1	725 1	734 1	661 1	730 1	554 1	299 1
70	222 1	247 1	251 1	283 1	283 1	204 1	276 1	352 1	256 1	319 1	370 1	274 1	143 1
85	120 1	138 1	139 1	156 1	155 1	109 1	151 1	196 1	198 1	172 1	211 1	154 1	786 2
90	978 2	115 1	120 1	133 1	131 1	910 2	127 1	167 1	168 1	145 1	179 1	131 1	673 2
100	734 2	891 2	924 2	103 1	999 2	675 2	963 2	129 1	129 1	110 1	135 1	101 1	530 2
130	494 2	703 2	740 2	839 2	782 2	455 2	704 2	991 2	958 2	796 2	962 2	707 2	421 2
155	241 1	237 1	179 1	149 1	120 1	499 2	926 2	139 1	121 1	910 2	102 1	737 2	440 2
165	319 1	320 1	228 1	166 1	122 1	483 2	906 2	141 1	124 1	942 2	106 1	766 2	452 2
175	384 1	285 1	161 1	138 1	114 1	474 2	914 2	156 1	140 1	101 1	113 1	793 2	460 2
180	371 1	323 1	203 1	163 1	126 1	488 2	968 2	168 1	147 1	103 1	115 1	798 2	461 2

λ	7,9	8,2	8,5	8,7	9,0	9,2	10	11	13	17,2	18,5	20	25
σ_a	0,097	0,229	0,578	0,598	0,522	0,398	0,240	0,168	0,103	0,130	0,152	0,128	0,090
σ_a^s	0,006	0,057	0,315	0,308	0,239	0,243	0,189	0,122	0,041	0,061	0,074	0,041	0,019
σ_a^a	0,091	0,172	0,263	0,290	0,283	0,155	0,051	0,046	0,062	0,069	0,078	0,087	0,071

$f(\theta)$

θ°	472 1	161 0	200 0	180 0	178 0	251 0	343 0	311 0	157 0	131 0	125 0	794 1	458 1
5	460 1	157 0	197 0	177 0	175 0	247 0	338 0	307 0	155 0	130 0	125 0	788 1	455 1
10	425 1	146 0	188 0	170 0	167 0	236 0	322 0	294 0	149 0	127 0	122 0	772 1	447 1
25	258 1	932 1	141 0	128 0	125 0	177 0	240 0	221 0	116 0	108 0	105 0	668 1	396 1
40	125 1	489 1	945 1	869 1	815 1	115 0	152 0	141 0	765 1	808 1	818 1	518 1	320 1
55	598 2	249 1	621 1	579 1	516 1	708 1	911 1	843 1	460 1	557 1	588 1	370 1	239 1
70	304 2	130 1	417 1	355 1	334 1	439 1	544 1	499 1	274 1	371 1	407 1	255 1	172 1
85	177 2	766 2	291 1	280 1	229 1	287 1	341 1	307 1	173 1	252 1	183 1	180 1	127 1
90	155 2	666 2	261 1	252 1	205 1	254 1	297 1	266 1	152 1	225 1	254 1	163 1	117 1
100	127 2	536 2	214 1	209 1	168 1	204 1	235 1	208 1	124 1	186 1	209 1	140 1	103 1
130	104 2	433 2	140 1	147 1	118 1	129 1	160 1	149 1	101 1	147 1	157 1	123 1	101 1
155	107 2	455 2	138 1	151 1	116 1	116 1	153 1	153 1	110 1	156 1	165 1	135 1	116 1
165	108 2	466 2	147 1	159 1	120 1	121 1	161 1	160 1	114 1	161 1	171 1	140 1	121 1
175	109 2	473 2	153 1	165 1	123 1	126 1	170 1	166 1	116 1	164 1	175 1	143 1	123 1
180	109 2	474 2	154 1	165 1	123 1	127 1	172 1	167 1	117 1	164 1	176 1	143 1	124 1

Таблица 2.20

КОЭФФИЦИЕНТЫ ОСЛАБЛЕНИЯ (σ_a^S), РАССЕЯНИЯ (σ_a^S) И ПОГЛОЩЕНИЯ (σ_a^a) И НОРМИРОВАННАЯ ИНДИКАТРИСА РАССЕЯНИЯ $f(\theta)$ ДЛЯ АЭРОЗОЛЯ 75 %-ного РАСТВОРА H_2SO_4 С ГАММА-РАСПРЕДЕЛЕНИЕМ ЧИСЛА ЧАСТИЦ ПО РАЗМЕРАМ: $a=1$, $b=7.5$, $c=0.5$

λ	0,36	0,55	1,0	2,0	3,0	4,3	5,38	6,58	7,58	8,55	9,9	10,53	11,24	12,82	17,25	20,83	25,0
σ_a	0,925	1,000	1,150	0,937	0,550	0,502	0,379	0,275	0,334	0,620	0,493	0,338	0,404	0,192	0,264	0,108	0,067
σ_a^S	0,925	1,000	1,150	0,929	0,295	0,280	0,265	0,115	0,051	0,148	0,110	0,137	0,132	0,090	0,047	0,025	0,019
$\frac{a}{\sigma_a}$	0,000	0,000	0,000	0,008	0,255	0,222	0,114	0,160	0,283	0,472	0,383	0,201	0,272	0,112	0,217	0,083	0,048

 $f(\theta)$

θ°	0	5	10	25	40	55	70	85	90	100	130	155	165	175	180	546	608
	331	418	103	247	112	536	266	145	123	916	601	352	471	611	654	541	604
	2	1	1	0	0	1	1	1	1	2	2	2	1	1	1	1	1
	142	395	125	270	126	537	264	147	127	972	724	296	399	391	487	529	591
	2	1	1	0	0	1	1	1	1	2	2	1	1	1	1	1	1
	454	290	145	347	126	525	250	147	130	995	732	248	319	234	350	451	515
	1	1	1	0	0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	206	179	132	416	147	549	258	128	117	1005	777	119	120	105	126	182	221
	1	1	1	0	0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	598	567	493	248	104	439	206	111	936	999	702	452	464	477	480	546	608
	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1
	334	320	285	161	766	348	167	912	774	595	425	436	448	458	459	541	604
	0	0	0	0	0	0	0	2	2	2	2	2	2	2	2	1	1
	289	280	255	159	846	425	216	120	497	782	566	595	615	629	631	529	591
	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1
	859	834	768	503	290	159	893	560	416	416	347	356	361	363	364	451	515
	1	1	1	1	1	1	2	2	2	2	2	2	2	2	2	1	1
	946	927	877	641	413	254	160	112	894	794	694	831	847	857	858	136	166
	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	130	129	123	971	681	448	292	197	176	145	110	111	112	113	115	125	154
	0	0	0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	142	140	135	106	736	479	305	200	177	143	107	109	114	113	114	135	170
	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1
	102	101	976	781	559	376	249	171	154	129	106	111	114	116	116	138	163
	0	0	0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	147	145	141	114	822	554	362	243	216	178	143	152	157	160	160	181	174
	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1
	411	407	397	336	358	188	135	102	949	962	879	102	105	107	107	139	175
	1	1	1	1	1	1	1	1	2	2	2	1	1	1	1	1	1

Таблица 2.21

КОЭФФИЦИЕНТЫ ОСЛАБЛЕНИЯ (σ_a), РАССЕЙНИЯ (σ_a^s) И ПОГЛОЩЕНИЯ (σ_a^p) И НОРМИРОВАННАЯ ИНДИКАТРИСА РАССЕЙНИЯ $f(\theta)$ ДЛЯ 95%-НОГО РАСТВОРА H_2O_4 С ГАММА-РАСПРЕДЕЛЕНИЕМ ЧИСЛА ЧАСТИЦ ПО РАЗМЕРАМ: $a=1$, $b=12$, $c=0.5$

λ	0,36	0,55	1,0	2,5	4,0	6,33	7,3	9,8	12,8	17,9	21,3	25
σ_a	0,943	1,000	1,075	1,188	0,933	0,403	0,633	0,528	0,308	0,544	0,164	0,128
σ_a^s	0,943	1,000	1,075	1,169	0,573	0,239	0,160	0,168	0,197	0,115	0,062	0,042
σ_a^p	0,000	0,000	0,000	0,019	0,360	0,164	0,473	0,360	0,111	0,429	0,102	0,086

 $f(\theta)$

θ°	$f(\theta)$											
0	588 2	251 2	816 1	223 1	857 0	493 0	153 0	131 0	198 0	427 1	805 1	626 1
5	383 1	534 1	438 1	200 1	813 0	480 0	150 0	129 0	196 0	424 1	800 1	623 1
10	730 0	108 1	144 1	151 1	697 0	442 0	141 0	125 0	191 0	417 1	787 1	614 1
25	217 0	157 0	262 0	418 0	297 0	262 0	967 1	976 1	161 0	368 1	700 1	562 1
40	107 0	100 0	114 0	123 0	102 0	123 0	522 1	641 1	121 0	296 1	586 1	456 1
55	493 1	412 1	546 1	456 1	376 1	537 1	254 1	377 1	808 1	222 1	427 1	352 1
70	226 1	178 1	281 1	207 1	164 1	239 1	128 1	214 1	615 1	163 1	307 1	261 1
85	125 1	877 2	159 1	115 1	849 2	118 1	746 2	129 1	328 1	126 1	224 1	197 1
90	994 2	714 2	140 1	976 2	711 2	975 2	650 2	111 1	285 1	118 1	205 1	182 1
100	716 2	532 2	105 1	760 2	255 2	707 2	593 2	876 2	222 1	108 1	179 1	163 1
130	336 2	765 2	796 2	690 2	317 2	437 2	392 2	626 2	155 1	111 1	169 1	169 1
155	336 1	182 1	313 1	118 1	275 2	455 2	379 2	623 2	160 1	126 1	193 1	193 1
165	420 1	221 1	497 1	113 1	264 2	483 2	380 2	634 2	165 1	130 1	201 1	201 1
175	894 1	339 1	306 1	960 2	271 2	505 2	381 2	641 1	169 1	133 1	205 1	206 1
180	762 1	522 1	489 1	103 1	273 2	509 2	381 2	642 2	169 1	133 1	206 1	206 1

H_2SO_4 . Для земной стратосферы наиболее вероятным компонентом является 75 %-ный раствор H_2SO_4 , в то время как растворение SO_2 в каплях воды для приземных слоев атмосферы может приводить к образованию капельного аэрозоля с более низкой концентрацией H_2SO_4 . 75 %-ные растворы H_2SO_4 и концентрированная серная кислота являются основными компонентами облачных образований Венеры и надоблачной дымки. Поэтому данные, представленные в табл. 2.20 и 2.21, могут использоваться при решении задач переноса в венерианской атмосфере.

Аэрозоль высококонцентрированных растворов H_2SO_4 обладает довольно сильным поглощением в области спектра $\lambda > 2,7$ мкм. Коэффициенты поглощения излучения аэрозолем принимают максимальные значения на длинах волн 3,0; 8,55; 11,24 мкм.

Глава 3

ЗАМКНУТОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ОПТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК АТМОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ С УЧЕТОМ ЕГО МНОГОКОМПОНЕНТНОГО СОСТАВА

Для решения задач переноса коротковолновой и длинноволновой радиации в атмосфере и лучистого теплообмена необходимы знания пространственной структуры аэрозольных образований и его временных вариаций. В связи с многообразием погодных условий и разнообразием процессов генерации частиц поле аэрозоля претерпевает значительные временные вариации как суточные, так и сезонные. Основные механизмы генерации аэрозоля рассмотрены в главе 1. Было показано, что в атмосфере существуют процессы генерации аэрозоля, которые в первом приближении можно считать независимыми, например процессы образования почвенно-эрозионного, морского аэрозолей и аэрозолей газохимического происхождения. Каждый процесс генерирует частицы определенного химического состава и в определенных границах распределения частиц по размерам. Под воздействием процессов диффузии, коагуляции и седиментации образующиеся аэрозоли имеют распределение по размерам, которые можно отнести к трем модам: ядерной моде, аккумуляционной моде и моде крупных частиц (грубодисперсная фракция аэрозолей).

При рассмотрении поля концентрации аэрозоля удобно выделить фоновый аэрозоль, который переносится вместе с воздушными потоками, и аэрозоль от локальных источников генерации, расположенных на пути движения воздушных потоков. Так как концентрация и химический состав аэрозоля в воздухе сильно зависят от типа воздушной массы, то и оптические свойства атмо-

сферы, ее замутненность также будут зависеть от типа воздушной массы. Если воздушная масса имеет морской характер, то в ней содержатся в основном солевые частицы, представляющие грубодисперсную фракцию аэрозоля. Арктический воздух очень ясный и числовая плотность аэрозолей в нем более низка. Тропическая воздушная масса, с другой стороны, имеет большое число малых частиц, которые дают очень высокую счетную концентрацию тонкодисперсной фракции аэрозоля аккумуляционной моды. Воздушные массы различаются не только значениями счетной концентрации частиц, но и имеют различную структуру мод по концентрации аэрозолей и их химическому составу.

По мере движения воздушная масса обедняется одними типами аэрозолей и обогащается другими типами вследствие воздействия местных источников аэрозоля и их стоков. Естественно ожидать, что характер циркуляции атмосферы существенно влияет не только на химический состав и плотность аэрозоля в воздушном потоке, но и на его вертикальную структуру. В условиях смешанных воздушных масс атмосферный аэрозоль может иметь сильно выраженную слоистую структуру с вариациями плотности и химического состава аэрозолей. В отдельных случаях поле концентрации аэрозоля может иметь клочковатую структуру, связанную с характером вертикальных турбулентных движений и особенностями конденсационных процессов в атмосфере [82].

Далее остановимся на основных особенностях вертикальных профилей концентрации и оптической плотности атмосферного аэрозоля в зависимости от метеоусловий для основных регионов и зон Земли.

3.1. ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ И ДОПУЩЕНИЯ ПРИ ЗАМКНУТОМ МОДЕЛИРОВАНИИ ОПТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ АТМОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ С УЧЕТОМ ЕГО МНОГОКОМПОНЕНТНОГО СОСТАВА И ПОЛИДИСПЕРСНОЙ МИКРОСТРУКТУРЫ

До настоящего времени сведения о микроструктуре атмосферного аэрозоля остаются неполными. Данные измерений микроструктурных характеристик, полученные с помощью оптико-электронных счетчиков, имеют ограниченный диапазон чувствительности по размерам частиц. Как правило, верхний предел чувствительности счетчиков соответствует радиусу $r_a \approx 0,1$ мкм и частицы более мелких размеров или не регистрируются счетчиком, или регистрируются с большой ошибкой. Выполненные к настоящему времени измерения, анализ которых дан в предыдущих главах, позволяют сделать вывод, что тонкодисперсная фракция аэрозоля может быть сильно поглощающей. Последнее при анализе экспериментальных данных не всегда принимается во внимание.

Наиболее достоверными являются информация по вертикальным профилям оптической плотности аэрозоля в атмосфере и сведения об оптической толщине аэрозоля τ_a (при $\lambda = 0,55$ мкм). Статистические данные об оптической толщине аэрозоля, ее суточном и годовом ходе для различных широтных поясов получены в работах [38, 52, 116, 182, 183, 212]. Важным с нашей точки зрения является и то обстоятельство, что моделирование оптических характеристик атмосферного аэрозоля должно быть «замкнутым». Под замкнутым моделированием понимается получение всех оптических характеристик аэрозоля (коэффициентов поглощения, рассеяния, ослабления и индикатрис рассеяния) и одновременный учет их изменений в связи с трансформацией аэрозолей и вариациями поля его концентрации.

Имющаяся статистическая информация по региональным исследованиям спектральных оптических характеристик атмосферного аэрозоля относится, как правило, к коэффициентам ослабления приземного пограничного слоя [78—80]. Их перенос на другие слои тропосферы некорректен вследствие изменения микроструктуры и химического состава атмосферного аэрозоля с высотой. Кроме того, знание коэффициентов ослабления аэрозоля недостаточно для решения задач лучистого теплообмена в атмосфере и структуры ее радиационного баланса.

Комплексные измерения всех спектральных оптических характеристик атмосферного аэрозоля (коэффициентов ослабления, поглощения, рассеяния и индикатрис рассеяния) в диапазонах ультрафиолетового, видимого и инфракрасного излучений на различных высотах трудно осуществимы, и в настоящее время даже для наиболее изученных зон такой информации не имеется.

Более рационально моделирование оптических характеристик атмосферного аэрозоля, основанное на использовании априорной информации по микроструктуре и химическому составу аэрозолей с учетом его эволюции, особенностей генерации, механизмов стока, мелко- и крупномасштабной циркуляции атмосферы. Важным моментом является учет фазовых превращений аэрозоля с увеличением влажности атмосферы и конденсационного фактора, особенно сильно влияющего на оптические свойства атмосферного аэрозоля в приземном слое атмосферы.

В главе 1 были рассмотрены механизмы генерации аэрозолей, отмечено, что многие типы твердых частиц имеют неправильную форму или являются рыхлыми. Развитые в настоящее время методы расчета оптических характеристик частиц неправильной формы являются очень сложными, и даже при современном развитии вычислительных средств (ЭВМ) вычисление оптических характеристик полидисперсных ансамблей частиц неправильной формы трудно осуществимо.

Одним из рациональных подходов к расчету оптических характеристик частиц неправильной формы является их представление эквивалентным ансамблем частиц сферической формы. При таком подходе становится возможным применение теории Ми,

развитой применительно к сферическим, цилиндрическим и эллиптическим частицам, для вычисления оптических характеристик полидисперсных частиц неправильной формы. Учет неправильности формы частиц приводит к уменьшению дифракционного максимума и вытянутости индикатрисы рассеяния, усилению роли поглощения излучения частицей по сравнению с рассеянием. Последние свойства несферических частиц можно моделировать путем добавления к крупнодисперсной фракции аэрозоля тонкодисперсной фракции того же химического состава.

Выше уже отмечалось, что многие частицы атмосферного аэрозоля являются или гигроскопическими, или растворяются при влажности, превосходящей критическое значение. С изменением влажности варьируют оптические свойства частицы. При этом изменяется не только эффективное сечение ослабления, но и соотношение между поглощенным и рассеянным частицей излучением. Изменение комплексного показателя преломления с вариациями влажности атмосферы можно учесть путем осреднения действительной и мнимой частей комплексного показателя преломления в соответствии с массовой концентрацией химических элементов в частицах. Увеличение радиуса частицы с ростом влажности было рассмотрено в предшествующей главе.

Важной проблемой является разработка метода моделирования вертикальной структуры оптических характеристик атмосферного аэрозоля. Наиболее приемлемо моделирование оптических характеристик естественного аэрозоля путем суперпозиции взвешенных по концентрации или оптической плотности оптических характеристик для различных фракций атмосферного аэрозоля. Каждая фракция аэрозоля, имеющая свой специфический химический состав и микроструктуру, задается соответствующим вертикальным профилем. Таким образом удастся учитывать влияние вариаций химического состава и микроструктуры аэрозоля с высотой на высотные зависимости оптических характеристик атмосферного аэрозоля.

Влияние влажности атмосферы на оптические характеристики атмосферного аэрозоля может быть выявлено из корреляционных связей размеров частиц и их оптических свойств с влажностью (см., например, соотношение (2.11)). С увеличением влажности размеры частиц увеличиваются, а действительная и мнимая части комплексного показателя преломления для большинства спектральных интервалов уменьшаются. Последнее приводит к увеличению рассеяния излучения частицами и менее выраженному проявлению поглощательной способности атмосферного аэрозоля. Чем мельче фракция, тем больше содержит она растворимых веществ. Концентрация нерастворимой фракции крупных частиц над континентами и морскими акваториями претерпевает сильные пространственно-временные вариации, обусловленные характером и активностью крупно- и мелкомасштабной атмосферной циркуляции.

3.2. ВЕРТИКАЛЬНАЯ СТРУКТУРА АТМОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ И РАЗЛИЧНЫХ ЕГО КОМПОНЕНТОВ

При разработке моделей вертикальной структуры атмосферного аэрозоля необходимо принимать во внимание влияние подстилающей поверхности на генерацию и сток атмосферного аэрозоля, характер турбулентного вертикального массообмена, цир-

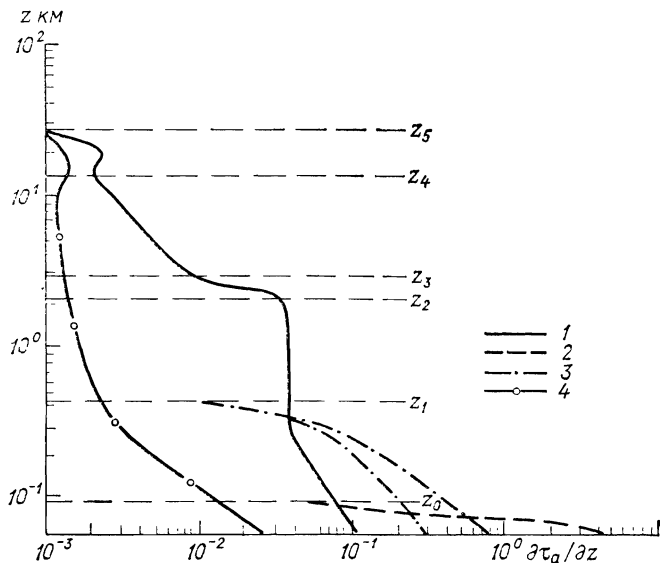


Рис. 3.1. Вертикальная структура (1) оптической плотности атмосферного аэрозоля.

2 — пример профиля оптической плотности туманной дымки, 3 — примеры профилей оптической плотности тумана, 4 — модель вертикального профиля оптической плотности аэрозоля над полюсом.

куляцию атмосферы, тип воздушной массы, определяющей химический состав «фонового» аэрозоля и локальные источники аэрозоля длительного действия. В вертикальной структуре (рис. 3.1) можно выделить [31, 46]: 1) пограничную зону приземной атмосферной дымки толщиной 0—70 м, в которой наблюдаются значительные суточные вариации плотности аэрозоля; 2) приземный слой атмосферной дымки z_1 высотой 70 м, в котором объемная концентрация частиц обычно уменьшается с высотой (исключение может составлять атмосфера в условиях пылевого выноса над океаном) ($z_1 \approx 0,3 \dots 0,5$ км); 3) слой активного вертикального турбулентного обмена с постоянной по высоте концентрацией аэрозоля, верхняя граница которого z_2 для средних широт летом достигает 3 км, весной и осенью — 1,7 км, зимой $z_2 \approx z_1$; для аридных зон z_2 может достигать значения 5—6 км; 4) слой верх-

ней тропосферы ($z_2 - z_3$) с резким падением концентрации аэрозоля до фонового уровня (z_3 — высота тропопаузы). В структуре стратосферного аэрозоля на общем уровне фонового аэрозоля выделим сульфатный аэрозольный слой ($z_4 - z_5$), максимум концентрации частиц в котором соответствует высотам 22—26 км в районе экватора и 17—18 км в полярных районах. Выше этого слоя концентрация аэрозоля падает с увеличением высоты (исключение, возможно, составляет максимум в окрестности высоты $z \approx 40$ км) и определяется в основном фоновым аэрозолем.

Исследования стратификации аэрозоля по программе «Союз» — «Аполлон» [39, 66] методом фотографической фотометрии горизонта Земли с пилотируемых космических кораблей выявили зону «обеднения» стратосферы аэрозолем в окрестности высоты $z \approx 30$ км. В работах [39, 66] утверждается, что обеднение воздуха аэрозолем в окрестности высот 25—35 км носит глобальный характер. Зона очищения разделяет стратосферный и мезосферный ярусы его накопления.

Осуществленные сотрудниками университета штата Вайоминг аэрозольные стратосферные зондирования [176—183] в 11 точках земного шара (от Южного полюса до дрейфующей станции на широте 85° с. ш. в период с декабря 1971 г. по февраль 1974 г.) позволили получить обширные данные о вертикальных профилях концентрации и микроструктуре стратосферного аэрозоля. Анализ данных измерений показывает, что микроструктура стратосферного аэрозоля слабо зависит от высоты и широты и является квазипостоянной.

Высота, на которой счетная концентрация частиц стратосферного аэрозольного слоя принимает максимальное значение, претерпевает дрейф. Максимальные оптические толщины стратосферного аэрозоля не превосходят 0,1 и достигаются в экваториальном поясе (как и для счетной концентрации). Максимум оптической плотности стратосферного аэрозоля расположен на высоте $z \approx 20$ км. В полярных широтах стратосферный аэрозольный слой расположен на меньших высотах, что обусловлено известной закономерностью общей циркуляции атмосферы, которая состоит в подъеме воздуха в стратосферу вблизи экватора и последующем меридиональном его переносе в тропосферу полярных районов. Максимум оптической плотности стратосферного аэрозоля в полярных районах достигается на высотах 12—15 км.

Исследования последних лет [2, 11, 17, 27, 33, 90, 91, 176—183] показали, что структура стратосферного аэрозоля сильно зависит от активности вулканической деятельности на Земле. Из этих наблюдений следует вывод, что вулканическая деятельность является одним из важнейших механизмов поставки сернистого газа, из которого формируется стратосферный аэрозоль. Для подтверждения этого вывода необходимы дальнейшие наблюдения последствий вулканических извержений. В периоды сильных извержений толщина сульфатного стратосферного аэрозольного слоя может возрастать в несколько раз (см. рис. 1.16).

В приземной пограничной зоне наблюдаются локальные аэрозольные слои, например туманы большой оптической плотности. Суточные вариации аэрозолей (появление туманной дымки, смога) проявляются до высоты z_1 при неустойчивых атмосферных условиях. В устойчивых погодных условиях в пределах зоны активного турбулентного обмена достаточно учитывать изменение состава и структуры аэрозолей по сезонам и крупным географическим районам.

Можно предположить, что существуют суточные вариации оптической плотности и вертикальной структуры в пределах зоны активного турбулентного обмена атмосферы. Исходя из механизма турбулентного обмена максимальная толщина аэрозоля в устойчивых погодных условиях может достигаться в послеобеденные часы в связи с сильным прогревом почвы над континентом. В этом случае высота z_2 принимает максимальное значение. В ночные и ранние утренние часы верхние аэрозольные слои могут опускаться, увеличивая замутненность нижних приземных слоев атмосферы. Если в дневные часы поверхность является источником аэрозолей, то в ночные часы она может являться местом стока аэрозолей. В условиях отсутствия конденсационных процессов атмосферных паров H_2O ночная атмосфера должна содержать меньшее количество грубодисперсной фракции аэрозолей. Для средних летних условий оптическая толщина аэрозоля зоны активного турбулентного обмена над континентом составляет около 0,2—0,3. В ночных условиях наблюдается более высокая относительная влажность атмосферы, в связи с чем более сухой аэрозоль днем поглощает больше, чем агрегированный аэрозоль ночью, когда относительная влажность нередко достигает 100 %. Поглощение коротковолновой радиации агрегированными частицами резко уменьшается.

В приземном слое атмосферы в условиях высокой влажности весьма часто образуются приземные облака, которые называют туманами. Туман образуется, когда значение относительной влажности воздуха приближается к значению для насыщения. В этих условиях на ядрах происходит конденсация водяного пара, в результате чего они превращаются в капли воды. Если ядра очень велики или очень гигроскопичны (морские условия, городская дымка), их рост может начаться прежде, чем наступает насыщение. Гигроскопические ядра встречаются в больших количествах над крупными городами, и туманы здесь образуются чаще и держатся дольше, чем в сельской местности.

Следует отличать туман от дымки, которая имеет более сложный химический состав и более тонкую микроструктуру. Для превращения дымки в туман требуется увеличение относительной влажности, которое может произойти за счет любого подходящего метеорологического процесса. Типы туманов принято различать по факторам, ответственным за их происхождение: адвективный, радиационный, адвективно-радиационный, туман испарения, склоновый и фронтальный.

Адвективный туман чаще всего проявляется на побережьях, а также в районах, частично покрытых снегом, перемеживающихся с бесснежными участками. В умеренных широтах такие туманы образуются в условиях, когда теплые южные ветры переносят воздух на север в более холодные климатические области.

Адвективные туманы часто образуются в северных районах атлантического побережья США. Если туман возникает над открытым морем, его называют часто морским туманом. Адвективный морской туман возникает в том случае, когда теплый воздух перемещается над более холодной морской поверхностью и охлаждается путем теплопроводности. Он проявляется часто над такими районами океана, где поблизости проходят течения, заметно различающиеся по температуре. В отличие от континентальных, морские туманы могут быть очень продолжительными.

В крупных промышленных центрах туман может смешиваться с промышленным дымом, образуя смог [103]. Смоги обладают сильным токсическим воздействием и наносят огромный вред здоровью людей. Образованию смога в крупных промышленных районах способствуют сажистые частицы промышленного аэрозоля, которые являются ядрами конденсации. Обладая высокой поглощательной способностью, сажистые частицы, поглощая коротковолновую радиацию, создают температурную инверсию. Расчеты показали, что вблизи верхней границы промышленной дымки скорость нагрева атмосферы за счет поглощения коротковолновой радиации может составлять 10—15 К/сут, в то время как поглощение излучения подстилающей поверхностью уменьшается в 1,5 раза. Изменение структуры радиационного баланса в пограничном слое атмосферы и приводит к возникновению температурной инверсии. В результате резко уменьшается турбулентный массообмен и нарушается циркуляция воздуха над промышленным районом. В ночных условиях смог создает парниковый эффект, уменьшая степень радиационного выхолаживания подстилающей поверхности. Образующийся в результате растворения сернистого газа SO_2 в каплях тумана аэрозоль растворов серной кислоты обладает сильной поглощательной способностью в окне прозрачности 10 мкм атмосферы, что и определяет его «парниковое» воздействие. Смоги являются частым явлением над крупными промышленными центрами, такими, как Лос-Анджелес, Нью-Йорк, Лондон.

Радиационный туман возникает при радиационном выхолаживании земной поверхности в безоблачные ночи, в результате чего охлаждается приземный слой воздуха. Он является типичным для районов с континентальным климатом. Адвективно-радиационный туман образуется сочетанием этих двух процессов. Туман испарения формируется в результате испарения с водной поверхности в более холодную и относительно безветренную атмосферу. Фронтальный туман наблюдается в результате смешивания теплого и влажного воздуха с холодным.

Туман в значительной степени уменьшает видимость по сравнению с дымкой, а по микрофизическим свойствам более похож на облака. Принято туманами называть аэрозольные образования с дальностью видимости в горизонтальном направлении менее 1 км. Переходный процесс от дымки к туману характеризуется промежуточным состоянием, которое называется легким туманом. Как и облака, туманы принято характеризовать их водностью. Водность туманов варьирует от 0,01 г/м³ для легкого тумана до 0,5 г/м³ для плотного.

Дальность видимости S_m в туманах имеет высокую корреляцию с влагосодержанием ω (км⁻¹), которая может быть описана формулой

$$S_m = c\omega^n,$$

где c изменяется в пределах 0,02—0,03, а n от —0,65 до —1 в зависимости от типа и плотности тумана.

Особое значение приобретают исследования аэрозоля аридных и субаридных регионов, так как последний имеет глобальное распространение и вносит большой вклад в поглощение солнечной радиации. Пустыни составляют около 8 % поверхности земного шара и примерно 1/3 поверхности суши и являются наиболее мощным источником глобального аэрозоля.

Наиболее типичной можно считать следующую модель пылевого аэрозоля (27): монтмориллонит — 35 %, каолинит — 20 %, иллит — 20 %, кальцит — 10 %, соединения железа (лимонит) и органические компоненты — 5 %, кварц — 5 %, нитрат калия — 5 %.

Вертикальная структура концентрации пылевого аэрозоля существенно зависит от мелко- и крупномасштабной циркуляции атмосферы. В условиях отсутствия пылевой бури средняя концентрация пылевого аэрозоля в зоне активного турбулентного обмена над аридными и субаридными зонами приблизительно постоянна при оптической плотности $d\tau_a/dz = 0,05 \dots 0,07$ км⁻¹ при высоте зоны активного турбулентного теплообмена, равной 3—4 км. Микроструктура атмосферной пыли более соответствует средней фракции частиц. В условиях пылевой бури высота пылевого выноса и оптическая плотность зависят от степени развитости и характера пылевой бури.

Для пылевых бурь, возникающих при прохождении холодного фронта, характерны несколько стадий их развития. В начальной стадии развития этого типа бурь в районе очага бури пыль поднимается в вышележащие слои атмосферы мощными вертикальными потоками в районе фронта бури. В этой стадии развития вертикальный профиль концентрации частиц пыли более соответствует экспоненциальному уменьшению концентрации пыли с высотой.

Оптические толщины пыли в условиях пылевых бурь на длине волн 0,55 мкм при их максимальной развитости могут достигать значения 1,2. С дальнейшим развитием пылевого выноса концен-

трация пыли в верхних слоях зоны активного турбулентного обмена увеличивается. Возрастает и высота z_2 зоны активного турбулентного обмена. На этой стадии развитости пылевой бури вертикальный профиль концентрации пыли в атмосфере выравнивается и слабо зависит от высоты. С момента формирования пылевого облака на высотах 3—5 км фронт бури смещается вместе с перемещением барического образования. Пылевое облако вовлекается в высотную атмосферную циркуляцию. По мере движения пылевого облака нижние его слои постепенно обедняются фракцией крупных частиц. В условиях этой стадии пылевого выноса концентрация пыли в нижних слоях атмосферы меньше, чем в среднем слое. Над океаном высота, с которой уменьшается концентрация пылевых частиц с понижением высоты, соответствует высотам 1—1,5 км. По мере распространения пылевого выноса его мощность постепенно уменьшается вследствие вымывания пыли облачным фильтром. Средняя оптическая толщина пылевого выноса соответствует значениям 0,3—0,5 в вертикальном столбе атмосферы.

Ко второму типу бурь относятся бури, возникающие при встрече двух барических образований противоположного знака (при условии резкого усиления одного из них) в штормовой зоне. Бури этого типа имеют стационарный характер, охватывают приземный слой воздуха в пределах высот 1,5—2 км. Перенос пыли здесь осуществляется вдоль ветрового течения. Оптическая плотность и концентрация пыли в таких условиях должна в среднем уменьшаться с высотой в пределах 1,5—2 км. Образования штормовых зон типичны, например, для Нижнего Поволжья и Северного Кавказа. Для пылевых бурь, возникающих в штормовой зоне, характерны струйные течения, которые могут приводить к слоистой структуре пылевого облака с преобладающим переносом пыли вдоль струйных течений.

Сведения о вертикальной структуре аэрозоля над морскими акваториями очень ограничены. В приземном слое до 10 м массовая концентрация морского аэрозоля уменьшается с высотой. Для приземного пограничного слоя характерна высокая концентрация капельного аэрозоля. С увеличением высоты до 0,5 км концентрация морского аэрозоля может значительно зависеть от ветрового волнения, с увеличением которого возрастает массовая и числовая концентрация солевых частиц и частиц солевого раствора.

Вертикальный турбулентный обмен над морскими акваториями почти на полпорядка менее интенсивен, чем над континентами, в связи с чем высота зоны активного турбулентного обмена над океаном ниже, чем над континентами. Можно полагать, что морской аэрозоль над морскими акваториями и океанами существует независимо от пылевого аэрозоля. Концентрация последнего над океанами в окрестности высот 0—0,5 км невелика вследствие захвата пылевого аэрозоля каплями воды. Оптическая концентрация пылевого аэрозоля и его роль в лучистом теплообмене

над океаном возрастает с увеличением высоты, в то время как роль солевого аэрозоля уменьшается. Для средних погодных условий толщина слоя морского аэрозоля составляет ориентировочно около 0,05—0,1 (в зависимости от температуры над морем и скорости ветра). При увеличении относительной влажности ($>80\%$) частицы соли растворяются, образуя капли солевого раствора. В связи с укрупнением частиц при увеличении влажности возрастает роль морского аэрозоля в ослаблении видимого и инфракрасного излучений. В среднем морской воздух чище, чем континентальный, и содержит в меньших количествах тонкодисперсную фракцию аэрозоля. Над холодными морскими акваториями и океанами воздух особенно прозрачен и оптическая толщина тропосферного аэрозоля может уменьшаться до значений 0,01—0,02.

Изменения, происходящие в химическом составе атмосферного аэрозоля над океанами с высотой, коррелируют с вертикальными профилями счетной концентрации солевых частиц [282, 229]: резкое падение концентраций основных микроэлементов (табл. 3.1) в первом полукилометровом слое и почти полная их инвариантность в средней и верхней тропосфере. По данным [150], относящимся к акватории Тихого океана, начиная уже с высот около 4 км химический состав аэрозолей над водной поверхностью в значительной степени нивелируется и становится

Таблица 3.1

ИЗМЕНЕНИЕ КОНЦЕНТРАЦИЙ (мкг/м^3) НЕКОТОРЫХ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ
МОРСКОГО АЭРОЗОЛЯ С ВЫСОТОЙ НАД АКВАТОРИЕЙ ТИХОГО ОКЕАНА,

В 250 км ОТ КАЛИФОРНИЙСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ США

Высота, км	Na	Cl	K
0,015	0,38	$1,52 \pm 0,73$	$0,34 \pm 0,10$
0,915		$0,24 \pm 0,14$	$0,05 \pm 0,04$
1,800	0,14	$0,21 \pm 0,17$	$0,09 \pm 0,04$
3,700	$0,04 \pm 0,02$	$0,25 \pm 0,09$	$0,03 \pm 0,01$
6,100	$0,04 \pm 0,02$	$0,22 \pm 0,19$	$0,06 \pm 0,04$
7,600	$0,04 \pm 0,02$	$0,28 \pm 0,22$	$0,04 \pm 0,04$
9,100	$0,04 \pm 0,02$	$0,35 \pm 0,23$	$0,06 \pm 0,02$
Высота, км	Ca	S	Si
0,015	$0,13 \pm 0,11$	$0,24 \pm 0,14$	$0,48 \pm 0,39$
0,915	$0,03 \pm 0,02$	$0,09 \pm 0,05$	$0,07 \pm 0,03$
1,800	$0,06 \pm 0,03$	$0,11 \pm 0,08$	$0,11 \pm 0,06$
3,700	$0,02 \pm 0,01$	$0,04 \pm 0,03$	$0,06 \pm 0,04$
6,100	$0,04 \pm 0,03$	$0,05 \pm 0,02$	$0,06 \pm 0,04$
7,600	$0,06 \pm 0,03$	$0,03 \pm 0,02$	$0,07 \pm 0,06$
9,100	$0,04 \pm 0,04$	$0,06 \pm 0,06$	$0,08 \pm 0,07$

практически идентичным составу аэрозоля над континентальными районами. По мнению этих же авторов, качественный состав глобального аэрозоля средней и верхней тропосферы соответствует приблизительно 90—95 % веществ континентального происхождения и лишь 5—10 % солей, продуцированных морской поверхностью.

Теоретическое изучение вопроса о вертикальном распределении счетной концентрации солевого аэрозоля в безоблачной атмосфере показало [283], что в предположении о существовании равновесия между процессами седиментации и диффузии, без учета адвекции, высотный профиль счетной концентрации солевых частиц Θ в общем случае должен удовлетворять следующему уравнению:

$$\Theta = \frac{AF}{W_1} + \frac{BF}{\omega} \exp\left(-\frac{\omega + W_2}{D} z\right), \quad (3.1)$$

где ω — конечная скорость частиц; D — коэффициент турбулентной диффузии; W_1, W_2 — вертикальная скорость потоков воздуха вверх и вниз соответственно; A, B — площади потоков соответственно вверх и вниз; $F = \omega\Theta_0$ — скорость продуцирования солевых частиц с единицы площади.

В тех случаях, когда выполняется условие $A \ll B \approx 1$, высотный профиль приобретает чисто экспоненциальный характер:

$$\Theta \approx \frac{F}{\omega} \exp(-\alpha z), \quad (3.2)$$

где

$$\alpha = \frac{\omega + W_2}{D}.$$

В случае же, если значения A велики, то экспоненциальный закон нарушается и начиная с некоторого уровня (где экспоненциальный член становится мал) счетная концентрация Θ практически не изменяется с высотой.

Данные [20, 222, 231], подтверждая в общих чертах расчетный характер вертикальных профилей, обнаруживают тем не менее особенности, наиболее существенными из которых является более сложный характер высотного распределения, часто наблюдаемое наличие максимума распределения на высоте нескольких сот метров (≈ 500 м) и характерный излом кривой в области высот 1,5—2 км.

Возрастание счетной концентрации частиц аэрозоля, по-видимому, объясняется тем, что морские волны способны эффективно захватывать частицы солевого аэрозоля, понижая таким образом их концентрацию в приповерхностных слоях атмосферы [283]. Наложение этого механизма на общий квазиэкспоненциальный закон изменения вертикального профиля и обуславливает возникновение отмеченного максимума. Причем из-за большей длитель-

ности жизни более мелких частиц естественно ожидать, что этот максимум будет обусловлен концентрацией именно этих частиц.

Изучение вертикальных профилей концентрации Na, K и Cl [124] (рис. 3.2) над поверхностью океана подтверждает ранее

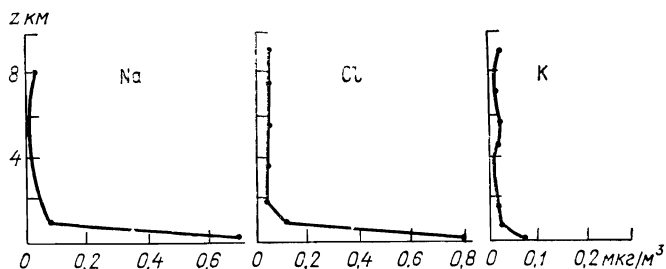


Рис. 3.2. Вертикальные профили содержания Na, Cl, K в аэрозоле морского воздуха над поверхностью океана.

высказанные выводы [201], что уже на высоте 3000 м над поверхностью океана (в средних широтах) концентрация солевого аэрозоля составляет не более 1 % соответствующей величины на уровне 500 м. Столь резкое обеднение солевыми частицами тропосферы на этих высотах, начиная с 1500 м, объясняется высокой эффективностью (95 % и более) «облачного фильтра». Подтверждением этого могут служить и результаты изучения изменения с высотой спектра распределения солевых частиц, предпринятое над центральной частью Тихого океана [97]. Как видно

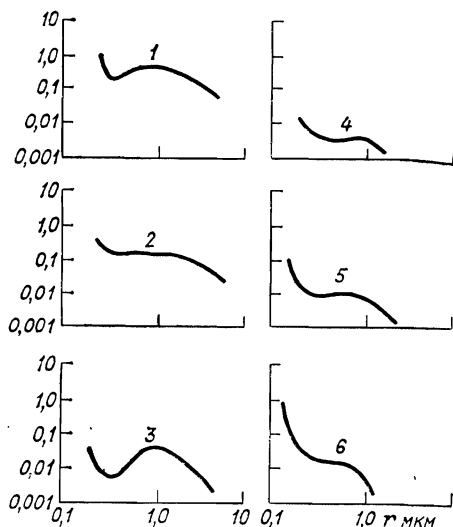


Рис. 3.3. Изменения распределения числа частиц аэрозоля по размерам с высотой для морского аэрозоля.

Высота, км: 1) 0,015; 2) 0,76—0,91; 3) 1,5—1,8; 4) 3,1—3,7; 5) 5,5—6,1; 6) 7,3—7,6.

из рис. 3.3, на небольших высотах над поверхностью океана спектр аэрозоля демонстрирует доминирующую роль солевых частиц. Однако на высотах, превышающих 3 км, распределение теряет эту специфичность и становится практически идентичным распределениям, полученным на этих высотах над континентами.

Вопрос о высотном распределении солевых частиц над поверхностью суши в относительной близости (несколько десятков кило-

метров) от береговой линии представляет наибольший интерес. Как показали расчеты [283] и экспериментальные данные [104, 231], в приземном слое воздуха ход вертикального профиля в общих чертах аналогичен изменению счетной концентрации солевых частиц над океанами: до высот 1—1,5 км наблюдается рост концентрации солевого аэрозоля, который затем, приблизительно с высот 2—3 км, сменяется монотонным ее уменьшением. Однако в этом случае отмеченное уменьшение концентрации солевых частиц у поверхности объясняется оседанием последних на препятствиях (деревья и пр.), а также особенностями режима влажности воздуха у поверхности [283]. Можно отметить, что значения горизонтального градиента концентрации солевых частиц у поверхности по мере продвижения в глубь суши от береговой черты довольно значительны и определяются метеорологическими условиями прохождения массы морского воздуха.

Учитывая, что над сушей, особенно в теплые периоды года, турбулизированность воздуха почти на полпорядка выше, чем над морем, естественно ожидать более высокие концентрации солевых частиц на высотах не менее 3 км по сравнению с их распределением над океанами.

Вертикальная структура аэрозоля в прибрежных зонах зависит от направления ветра (с суши или моря) и вследствие особенности циркуляции атмосферы может иметь слоистую структуру. При ветре с моря атмосфера более прозрачна, в то время как при ветре с суши она более замутнена и содержит большую долю пылевых частиц. Время жизни морского аэрозоля над континентами невелико, вследствие чего зона распространения морского аэрозоля над континентами отмечается довольно узкой прибрежной полосой.

Вертикальная структура аэрозоля над лесными массивами большой протяженности в общих чертах должна быть похожа на картину распределения аэрозолей над морскими акваториями с той разницей, что локальным источником аэрозолей является органический компонент, который может включать тонкодисперсную и субмикронную фракции аэрозолей. Можно ожидать, что дымка из органического аэрозоля вследствие более слабой вертикальной турбулентности воздуха над лесными массивами простирается на высотах до 0,5—1,5 км в зависимости от температуры воздуха над подстилающей поверхностью. Более высокие слои атмосферы довольно прозрачны и включают органический компонент с концентрацией, не превосходящей 10—15 %, что соответствует содержанию органического компонента в фоновом атмосферном аэрозоле.

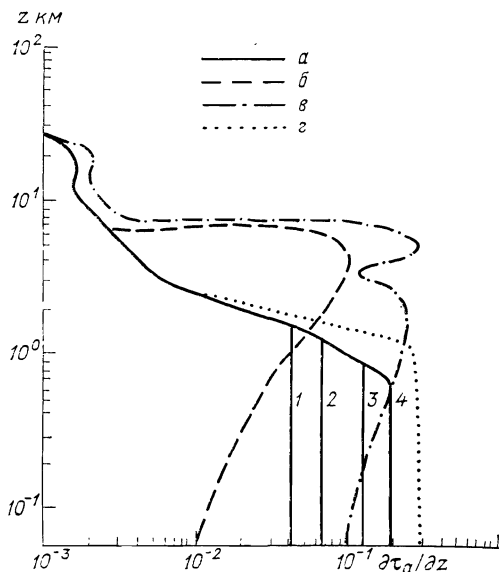
Наиболее рационально задание вертикальной структуры аэрозоля профилем его оптической плотности. Последнее объясняется тем обстоятельством, что об оптической плотности атмосферного аэрозоля получена более полная статистическая информация. Кроме того, для многих поясов Земли получены статистические данные об оптической толщине вертикального столба атмосфер-

ного аэрозоля и ее годовом и суточном ходе, что позволяет контролировать правильность заложенных концепций моделирования оптических характеристик атмосферного аэрозоля. Известно, что оптическая плотность атмосферных дымок в приземном слое атмосферы претерпевает значительные временные вариации, в то время как оптическая толщина вертикального столба атмосферного аэрозоля менее изменчива. Последнее подтверждает тот факт, что сильные кратковременные вариации оптической плотности атмосферного аэрозоля вызваны изменениями структуры приземного слоя аэрозоля [190].

Задание вертикального профиля оптической плотности атмосферного аэрозоля как основной характеристики для моделирования опти-

Рис. 3.4. Вертикальные профили оптической плотности атмосферного аэрозоля.

a — над морскими акваториями (лето, средние широты); b — при пылевом выносе средней интенсивности над океаном; β — в условиях мощной пылевой бури, возникающей при прохождении холодного фронта над аридными зонами; z — над океаном в тропическом поясе при скорости ветра: $\leq (1), 5 (2), 7 (3) \text{ и } 10 (4) \text{ м/с}$ и влажности 85 %.



ческих свойств атмосферы Земли принято во многих моделях атмосферного аэрозоля [20, 65, 273, 286]. На рис. 3.1 и 3.4 приведены примеры вертикального профиля оптической плотности атмосферного аэрозоля, построенные в соответствии с изложенными выше концепциями по вертикальному распределению аэрозоля в различных по метеоусловиям районах Земли.

3.3. РЕГИОНАЛЬНОЕ ДЕЛЕНИЕ ПРИ МОДЕЛИРОВАНИИ ОПТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ АТМОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ

Значительное многообразие условий, которые реализуются в атмосфере и на земной поверхности, приводит к перераспределению роли различных механизмов в генерации и трансформации поля атмосферного аэрозоля в зависимости от географического фактора и погодных условий. В настоящее время нельзя построить сколько-нибудь полной модели атмосферного аэрозоля без учета географического фактора, метеоусловий, типа подстилающей поверхности, являющейся как источником, так и местом

стока аэрозольных образований. Важно также учитывать влияние атмосферных загрязнений и влажности на изменение оптических постоянных аэрозоля и его микроструктуры. Известна тенденция уменьшения относительной влажности атмосферы с увеличением высоты. Из этого следует, что относительная влажность может существенно влиять на оптические свойства атмосферного аэрозоля только в зоне активного турбулентного обмена, в то время как средние и верхние слои тропосферы, а также стратосфера должны быть свободны от такого влияния. Естественно ожидать, что влияние относительной влажности на микроструктуру и оптические свойства аэрозоля будут проявляться в условиях, когда влажность превосходит среднее значение ($\geq 50-60\%$).

Различные процессы не в одинаковой степени трансформируют аэрозоль разного химического состава. В первую очередь это относится к процессам конденсации и коагуляции, которые определяют распределения с различными физическими и физико-химическими свойствами внутри частицы. Необходимо, таким образом, учитывать перемешивание аэрозолей в атмосфере от различных источников.

Необходимо помнить, что аэрозоль часто является причиной образования локальных облачных образований (в основном слоистых), появление которых является результатом проявления специфических свойств ядер конденсации. Известно, что активные ядра конденсации образуются в результате хозяйственной деятельности человека, поэтому в районах больших промышленных городов значительно чаще наблюдается облачность и выпадают осадки.

Доля аэрозоля антропогенного происхождения непрерывно возрастает. Учет специфических свойств этого типа аэрозоля также необходим при разработке оптических моделей. Особенно важен учет влияния аэрозоля антропогенного происхождения при решении задач лучистого теплообмена, а также при исследовании влияния аэрозоля на структуру радиационного баланса атмосферы, а также его изменчивость в различных климатических зонах.

В связи с большой пространственно-временной изменчивостью поля атмосферного аэрозоля и отсутствием подробных данных об оптических свойствах аэрозоля, характеризующих многообразие атмосферных условий, обоснование моделей оптических характеристик должно опираться на региональный принцип деления земного шара, который позволяет учесть перераспределение вкладов аэрозолей, имеющих независимые источники и механизмы генерации.

Учитывая специфику пространственной структуры аэрозоля при построении моделей оптических характеристик, целесообразно выделить регионы, в пределах которых при осреднении по крупным зонам возможно применение условия горизонтальной однородности аэрозольных образований и их оптических характеристик.

В работах [23, 46] предложено формировать модели оптических характеристик с учетом специфических условий, реализующихся:

- в районах морских акваторий и над океанами;
- в средних широтах над континентами с учетом особенностей метеоусловий лета, весны, осени, зимы;
- в аридных и субаридных регионах с учетом особенностей циркуляции атмосферы и пылевых выносов над сушей и морскими акваториями;
- в густонаселенных промышленных районах Западной Европы и Северной Америки;
- в прибрежных районах тропиков.

Как локальные точки можно рассматривать крупные города и их окрестности, а также мелкомасштабные полосы в окрестности морей и других крупных водоемов.

Подобное разделение вызвано структурными особенностями поля атмосферного аэрозоля и специфичностью его химического состава в зоне активного турбулентного обмена в зависимости от типа подстилающей поверхности. Крупное региональное деление допускает и более подробное зональное деление с учетом особенностей источников аэрозолей и мелкомасштабной циркуляции воздушной массы.

3.4. ПОСТРОЕНИЕ ЗАМКНУТЫХ МОДЕЛЕЙ ОПТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК АТМОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ

Данные наблюдений свидетельствуют о большой изменчивости микрофизических свойств аэрозоля и, как следствие, его оптических характеристик. Существенно различные свойства аэрозолей, генерируемых различными процессами. В зависимости от типа и химического состава аэрозоля в значительной степени изменяются процессы его пространственно-временной трансформации. На первых этапах выявление воздействия аэрозоля на спектральную и пространственную структуры полей коротковолновой и длинноволновой радиации, вертикальных профилей спектральных и интегральных потоков, баланса и притока лучистой энергии должно базироваться на сравнительно простых моделях с фиксированными свойствами. Однако уже в настоящее время возникает потребность в том, чтобы разработать модели формирования и трансформации аэрозоля с учетом его пространственно-временной изменчивости, влияния метеопараметров, а также динамики атмосферы. Несомненно, что такая задача может быть решена только с помощью ЭВМ, оптические характеристики аэрозоля на которой формируются программами «аэрозольного блока», являющегося составной частью единой замкнутой системы численного моделирования радиационных процессов.

Решение этой трудной проблемы невозможно без обобщения всех исследований глобального аэрозоля и его оптических

свойств всеми доступными средствами. В этой связи особенно важны комплексные эксперименты с одновременными измерениями спектральных оптических характеристик аэрозоля, его микроструктуры, химического состава, спектральных интенсивностей излучения, спектральных и интегральных нисходящих и восходящих потоков радиации на различных высотах, на Земле и из Космоса. Выполнение таких комплексных экспериментов позволит не только проверить правильность моделирования оптических характеристик аэрозоля, численного моделирования переноса излучения, но и уточнить заложенные схемы моделирования. Ниже изложим схему моделирования оптических характеристик атмосферного аэрозоля, разработанную нами в [23, 46].

При построении моделей оптических характеристик атмосферного аэрозоля мы основывались на допущениях, соответствующих современным представлениям о их природе: аэрозоль имеет полидисперсную структуру и представляется эквивалентной системой частиц сферической формы, частицы являются однородными. Правомерность использования этих допущений была подтверждена многими исследованиями [20, 62—64, 68, 233, 271, 273, 286], анализ которых был дан выше.

По выбранному нами моделированию, аэрозоль представляется суперпозицией отдельных фракций, микроструктура $N(r)$ которой задается формулой

$$N(r) = \sum_{i=1}^N N_i(r) = \sum_{i=1}^N A_i r^{a_i} \exp(-b_i r c_i), \quad (3.3)$$

где A_i , a_i , b_i , c_i — параметры i -й фракции; N — число фракций.

В связи с тем, что наиболее достоверная информация о вертикальной структуре аэрозоля получена по оптической плотности, спектральные коэффициенты ослабления ($\sigma_{\lambda a}$), рассеяния ($\sigma_{\lambda a}^s$)

и поглощения ($\sigma_{\lambda a}^a$) нормированы на оптическую плотность.

Каждая фракция аэрозоля задается своим вертикальным профилем, что позволяет моделировать изменение химического состава, микроструктуры и оптических характеристик с высотой. Спектральные коэффициенты ослабления, рассеяния, поглощения и индикатриса рассеяния определяются по формулам:

$$\sigma_{\lambda a} = \sum_{i=1}^N B_i(z) \sigma_{i\lambda a}, \quad (3.4)$$

$$\sigma_{\lambda a}^s = \sum_{i=1}^N B_i(z) \sigma_{i\lambda a}^s, \quad (3.5)$$

$$\sigma_{\lambda a}^a = \sum_{i=1}^N B_i(z) \sigma_{i\lambda a}^a, \quad (3.6)$$

$$f_{\lambda}(z_1, \Theta) = \sum_{i=1}^N B_i(z) f_{\lambda i} / \sum_{i=1}^N B_i(z). \quad (3.7)$$

Здесь $B_i(z) = \partial \tau_i / \partial z$ — вертикальный профиль оптической плотности; $\sigma_{i\lambda_a}$, $\sigma_{i\lambda_a}^s$, $\sigma_{i\lambda_a}^a$ — нормированные значения спектральных коэффициентов ослабления, рассеяния и поглощения для i -й фракции аэрозоля; f_{λ_i} — индикатриса рассеяния для i -й фракции аэрозоля.

Формирование моделей выполняется на ЭВМ с помощью программы «аэрозольного блока», входящей в единый комплекс программ моделирования переноса излучения в атмосфере.

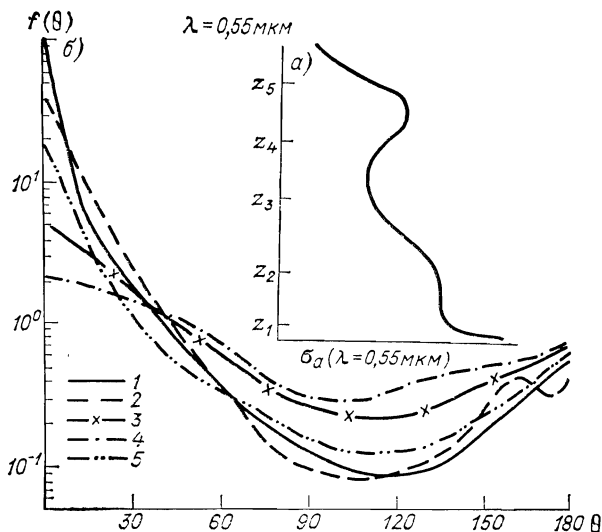


Рис. 3.5. Вертикальный профиль оптической плотности (а) и высотный ход индикатрис рассеяния (б), характерных для лета средних широт.

1 — модель пограничного слоя, 2 — слой активного турбулентного обмена ($z_1 - z_2$), 3 — верхняя тропосфера, 4 — области выше и ниже стратосферного слоя, 5 — стратосферный слой ($z_4 - z_5$).

На рис. 3.5 показан пример зависимости индикатрисы рассеяния от высоты для средних широт над континентами [32] для одной из моделей, описанной в [46]. Обращают внимание значительные вариации индикатрис рассеяния с высотой, обусловленные изменениями микроструктуры и химического состава атмосферного аэрозоля. Наиболее пологая индикатриса, близкая к рэлеевской индикатрисе рассеяния, наблюдается в зонах фоновое аэрозоля. Наиболее крутой индикатриса рассеяния будет для приземного пограничного слоя атмосферы.

На рис. 3.6 иллюстрируется спектральная структура коэффициентов ослабления на различных высотах в атмосфере для субаридных регионов. В приземном пограничном слое коэффициент ослабления принимает максимум на длине волны $\approx 1 \text{ мкм}$, что обусловлено значительным вкладом в ослабление пылевой фрак-

ции. В пределах зоны активного турбулентного обмена над континентами в диапазоне длин волн 0,3—2 мкм спектральный коэффициент рассеяния изменяется слабо и сильно уменьшается с ростом длины волны в области 1—8 мкм. В средней и верхней тропосфере коэффициент ослабления уменьшается с увеличением длины волны, начиная с ультрафиолетовой до ближней инфракрасной области спектра. Наиболее сильные спектральные изменения коэффициента ослабления наблюдаются на высотах, где концентрация крупных частиц невелика и спектральные коэффициенты ослабления определяются фоновой фракцией аэрозоля.

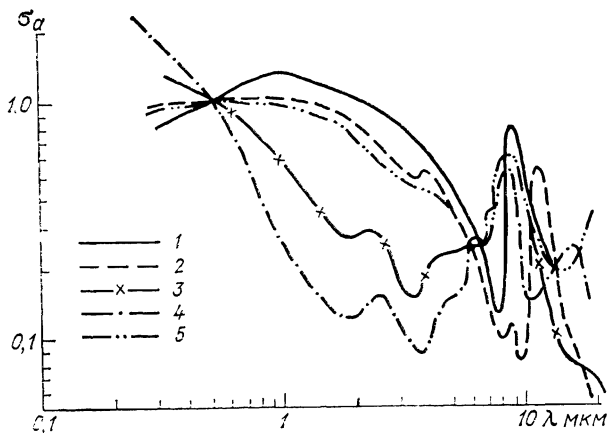


Рис. 3.6. Спектральная зависимость коэффициентов ослабления для различных высот.

Усл. обозн. см. рис. 3.5.

Значительные аномалии в спектральном ходе ослабления в области 8—15 мкм обусловлены вариациями спектральных зависимостей мнимой и действительной частей комплексного показателя преломления. Естественно, что высотная зависимость спектральных коэффициентов ослабления в диапазоне 8—13 мкм наиболее изменчива. Вариации спектральных зависимостей коэффициентов ослабления в области 0,5—4 мкм на различных высотах обусловлены в основном изменениями микроструктуры атмосферного аэрозоля и его химического состава.

В условиях появления тумана прозрачность приземного слоя воздуха резко уменьшается. Преобладающим химическим соединением в каплях тумана является вода. Спектральные оптические характеристики тумана близки к слоистым облакам и зависят от степени развитости тумана. В табл. 3.2 и 3.3 записаны оптические характеристики (коэффициенты ослабления, рассеяния и индикатрисы рассеяния) для двух моделей микроструктуры слоистых облаков, заданных гамма-распределениями. Отличительными особенностями оптических свойств туманов являются большая

Таблица 3.2

ОПТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СЛОИСТОГО ОБЛАКА С ПАРАМЕТРАМИ МИКРОСТРУКТУРЫ: $a=5$, $b=0,936$, $c=1,05$

λ мкм	σ_a	σ_a^s	$f(\theta^\circ)$																	
			0	5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	110	120	130	150	160	180
0,40	0,983	0,983	586,3	158	415	104	748	510	321	167	673	357	170	106	156	231	205	830	811	494
0,50	0,989	0,989	377,3	170	409	160	901	523	311	158	709	368	184	129	150	226	260	801	782	440
0,55	1,000	1,000	312,3	141	414	184	100	554	313	164	762	400	214	142	156	240	296	811	841	406
0,70	1,007	1,007	195,3	188	521	266	143	718	373	190	936	480	265	196	184	296	426	971	966	425
0,95	1,024	1,024	107,3	247	681	319	131	920	443	224	116	586	354	238	255	348	555	130	122	489
1,05	1,025	1,025	881,2	268	727	342	179	918	455	241	123	632	360	263	258	355	638	133	122	484
1,20	1,033	1,032	678,2	317	792	346	173	912	473	241	128	687	404	294	279	377	679	188	129	527
1,45	1,048	1,030	470,2	425	844	351	180	873	454	248	131	720	466	319	312	401	790	143	125	441
1,66	1,062	1,059	367,2	503	899	349	174	873	479	256	144	830	542	375	353	461	878	150	139	530
1,94	1,075	1,000	271,2	574	893	321	158	800	431	239	131	797	495	353	329	440	806	126	118	396
2,21	1,092	1,081	213,2	626	105	343	172	936	491	266	148	885	611	441	423	585	108	140	142	566
2,95	1,070	0,530	115,2	539	928	886	170	120	625	378	264	197	161	141	129	122	119	117	116	117
3,83	1,167	1,086	741	466	150	322	183	102	610	350	219	140	951	779	648	678	835	181	226	350
4,66	1,225	0,733	491	356	150	217	850	423	220	132	131	494	254	254	208	184	173	192	241	127
5,26	1,370	1,225	429	340	184	449	187	893	459	247	152	959	683	552	488	509	563	805	105	715
6,05	1,228	0,685	312	257	149	293	783	338	165	913	520	349	237	172	140	121	109	101	103	801
7,00	1,395	1,090	287	250	169	502	158	673	337	182	109	683	482	376	303	273	269	338	385	235
11,5	0,679	0,242	728	686	575	298	116	401	152	674	353	215	144	105	849	739	681	634	629	636
15,0	1,037	0,410	500	481	430	279	145	667	304	152	873	567	411	326	278	249	232	216	216	220
20,0	1,264	0,600	356	348	325	249	165	985	563	327	202	135	981	759	619	521	447	355	343	351
30,0	0,924	0,401	186	184	177	154	122	908	638	435	295	204	147	111	884	737	644	570	566	573

Таблица 3.3

ОПТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ВЫСОКО-СЛОИСТОГО ОБЛАКА С ПАРАМЕТРАМИ МИКРОСТРУКТУРЫ: $a=3$, $b=0,193$, $c=1,30$

λ MKM	σ_a	σ_a^s	f (0°)																	
			0	5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	110	120	130	150	160	180
0,40	0,993	0,993	142,4	158,1	382,0	140,0	754,1	509,1	311,1	156,1	640,2	292,2	148,2	103,2	175,2	235,2	183,2	853,2	744,2	513,1
0,50	0,996	0,996	911,3	184,1	431,0	120,0	763,1	505,1	309,1	157,1	643,2	305,2	151,2	992,3	154,2	219,2	237,2	788,2	764,2	533,1
0,55	1,000	1,000	755,3	163,1	405,0	117,0	757,1	508,1	301,1	152,1	626,2	320,2	158,2	943,3	147,2	204,2	259,2	753,2	743,2	514,1
0,70	1,006	1,006	470,3	161,1	413,0	132,0	916,1	534,1	294,1	151,1	677,2	318,2	168,2	104,2	134,2	201,2	297,2	705,2	764,2	438,1
0,95	1,022	1,021	257,3	159,1	480,0	218,0	120,0	644,1	344,1	172,1	793,2	395,2	224,2	156,2	161,2	254,2	397,2	890,2	894,2	454,1
1,05	1,022	1,022	212,3	171,1	536,0	245,0	138,0	718,1	357,1	181,1	844,2	428,2	241,2	177,2	167,2	265,2	461,2	910,2	904,2	445,1
1,20	1,033	1,032	162,3	191,1	584,0	290,0	147,0	761,1	386,1	190,1	926,2	472,2	265,2	191,2	179,2	293,2	509,2	987,2	964,2	465,1
1,45	1,037	1,010	112,3	220,1	703,0	313,0	165,0	839,1	410,1	212,1	105,1	526,2	311,2	211,2	193,2	305,2	628,2	103,1	975,2	392,1
1,66	1,049	1,044	861,2	286,1	728,0	339,0	176,0	868,1	448,1	222,1	113,1	595,2	358,2	250,2	230,2	349,2	741,2	116,1	113,1	472,1
1,94	1,055	0,949	636,2	339,1	711,0	301,0	148,0	738,2	381,1	197,1	998,2	556,2	328,2	223,2	198,2	280,2	627,2	884,2	833,2	264,1
2,21	1,070	1,053	497,2	428,1	860,0	354,0	171,0	844,1	435,1	220,1	119,1	653,2	395,2	275,2	258,2	420,2	976,2	106,1	111,1	492,1
2,95	1,061	0,541	276,2	513,1	459,0	611,1	202,1	923,2	521,2	344,2	247,2	190,2	160,2	141,2	131,2	125,2	122,2	119,2	119,2	119,2
3,83	1,140	0,999	171,2	598,1	101,1	283,0	150,0	844,1	497,1	289,1	174,1	107,1	702,2	542,2	436,2	423,2	546,2	165,1	162,1	395,1
4,66	1,190	0,603	114,2	533,1	950,0	102,0	424,1	227,1	131,1	763,2	504,2	324,2	238,2	178,2	146,2	131,2	123,2	134,2	152,2	141,2
5,26	1,174	0,965	922,1	506,1	130,1	280,0	151,0	815,1	453,1	253,1	146,1	945,2	657,2	499,2	451,2	478,2	593,2	971,2	101,1	169,1
6,05	1,168	0,598	688,1	432,1	130,1	131,0	444,1	208,1	105,1	620,2	369,2	239,2	179,2	136,2	112,2	101,2	931,2	878,3	929,3	774,3
7,00	1,278	0,878	535,1	380,1	155,1	267,0	114,0	570,1	303,1	167,1	102,1	646,2	451,2	339,2	286,2	268,2	263,2	326,2	433,2	279,2
11,5	0,876	0,370	189,1	165,1	111,1	289,0	674,1	198,1	855,2	411,2	228,2	140,2	961,3	719,3	585,3	512,3	481,3	455,3	450,3	454,3
15,0	1,131	0,499	119,1	109,1	849,0	340,0	107,0	372,1	161,1	900,2	588,2	393,2	303,2	252,2	223,2	206,2	196,2	187,2	184,2	186,2
20,0	1,330	0,637	741,0	704,0	606,0	343,0	153,0	659,1	316,1	176,1	113,1	811,2	622,2	509,2	439,2	396,2	367,2	309,2	292,2	303,2
30,0	1,245	0,599	390,0	381,0	354,0	266,0	170,0	979,1	546,1	314,1	193,1	127,1	900,2	685,2	551,2	461,2	396,2	314,2	302,2	308,2

Таблица 3.4

КОЭФФИЦИЕНТЫ ОСЛАБЛЕНИЯ (σ_a), РАССЕЯНИЯ (σ_a^s) И ПОГЛОЩЕНИЯ (σ_a^d) И ИНДИКАТРИСЫ РАССЕЯНИЯ $f(\theta)$ ДЛЯ ЧАСТИЦ ВОДНОГО РАСТВОРА МОРСКОЙ СОЛИ (ВЛАЖНОСТЬ 85 %) С ГАММА-РАСПРЕДЕЛЕНИЕМ ПО РАЗМЕРАМ: $a=1$, $b=9$, $c=0,5$

λ нм	$f(\theta^\circ)$																	σ_a	σ_a^s	σ_a^d	
	0	2,5	5	7,5	10	15	20	40	60	80	90	100	110	130	150	160	180				
0,2	0,890	0,890	0,890	0,000	483,2	148,2	418,1	173,1	954,0	479,0	321,0	107,0	381,1	216,1	104,1	787,2	587,2	465,2	215,1	356,1	686,1
0,3	0,937	0,937	0,937	0,000	218,2	111,2	437,1	208,1	120,1	584,0	376,0	111,0	379,1	151,1	106,1	834,2	678,2	666,2	228,1	305,1	543,1
0,55	1,000	1,000	1,000	0,000	715,1	561,1	351,1	219,1	146,1	775,0	481,0	120,0	382,1	155,1	111,1	866,2	740,2	824,2	186,1	246,1	329,1
0,70	0,994	0,994	0,994	0,000	492,1	423,1	306,1	215,1	154,1	872,0	544,0	121,0	361,1	142,1	102,1	802,2	701,2	804,2	152,1	189,1	228,1
1,0	0,942	0,941	0,941	0,001	305,1	284,1	236,1	188,1	147,1	921,0	595,0	131,0	384,1	152,1	108,1	847,2	733,2	788,2	135,1	171,1	173,1
2,0	0,566	0,561	0,561	0,005	167,1	163,1	153,1	138,1	122,1	902,0	640,0	153,0	439,1	167,1	117,1	884,2	743,2	702,2	905,2	102,1	108,1
2,5	0,365	0,358	0,358	0,007	149,1	147,1	139,1	128,1	115,1	873,0	634,0	158,0	453,1	168,1	116,1	870,2	721,2	651,2	762,2	842,2	947,2
2,7	0,249	0,208	0,208	0,041	134,1	132,1	125,1	114,1	102,1	770,0	552,0	132,0	370,1	134,1	90,2	672,2	550,2	473,2	512,2	550,2	613,2
3,0	0,517	0,223	0,294	0,479	472,0	472,0	454,0	425,0	391,0	316,0	245,0	787,1	267,1	109,1	766,2	583,2	477,2	386,2	372,2	376,2	388,2
3,4	0,380	0,345	0,335	0,827	819,0	819,0	794,0	756,0	708,0	596,0	481,0	172,0	616,1	256,1	180,1	136,1	112,1	973,1	107,1	113,1	130,1
4,0	0,238	0,230	0,200	0,008	822,0	814,0	792,0	758,0	716,0	611,0	502,0	188,0	681,1	282,1	198,1	151,1	125,1	111,1	123,1	133,1	152,1
5,0	0,145	0,131	0,104	0,632	629,0	629,0	614,0	594,0	566,0	498,0	423,0	180,0	709,1	307,1	219,1	168,1	141,1	127,1	138,1	147,1	162,1
5,5	0,097	0,086	0,011	0,577	574,0	574,0	563,0	545,0	521,0	463,0	396,0	175,0	710,1	313,1	225,1	175,1	149,1	136,1	148,1	158,1	170,1
6,2	0,159	0,091	0,068	0,300	300,0	299,0	294,0	287,0	277,0	252,0	223,0	113,0	509,1	241,1	177,1	139,1	118,1	106,1	112,1	116,1	122,1
6,5	0,096	0,068	0,028	0,372	372,0	370,0	364,0	355,0	344,0	313,0	276,0	139,0	623,1	712,1	414,1	171,1	147,1	136,1	147,1	155,1	164,1
7,2	0,067	0,045	0,022	0,326	326,0	325,0	320,0	313,0	303,0	279,0	249,0	132,0	615,1	298,1	223,1	180,1	159,1	150,1	163,1	171,1	179,1
8,5	0,052	0,029	0,023	0,220	220,0	220,0	217,0	213,0	208,0	194,0	176,0	102,0	519,1	269,1	207,1	172,1	155,1	151,1	164,1	171,1	179,1
9,0	0,053	0,029	0,024	0,206	206,0	205,0	202,0	199,0	195,0	183,0	168,0	101,0	525,1	279,1	216,1	180,1	162,1	159,1	174,1	182,1	189,1
10,0	0,039	0,015	0,024	0,133	133,0	133,0	132,0	130,0	127,0	120,0	111,0	696,1	378,1	208,1	167,1	142,1	132,1	133,1	146,1	152,1	158,1
11,0	0,044	0,008	0,036	0,517	517,1	516,1	511,1	504,1	495,1	471,1	439,1	287,1	163,1	951,2	775,2	686,2	646,2	668,2	734,2	763,2	789,2
13,0	0,081	0,009	0,072	0,335	335,1	334,1	332,1	324,1	318,1	307,1	288,1	145,1	135,1	706,2	614,2	530,2	506,2	537,2	597,2	634,2	647,2
16,0	0,118	0,009	0,109	0,531	531,1	532,1	531,1	521,1	510,1	498,1	481,1	103,1	679,2	460,2	454,2	374,2	369,2	406,2	461,2	484,2	504,2
18,0	0,092	0,010	0,082	0,221	221,1	221,1	219,1	218,1	216,1	210,1	201,1	154,1	105,1	712,2	621,2	573,2	565,2	618,2	709,2	746,2	780,2
20,0	0,078	0,061	0,017	0,144	144,1	143,1	142,1	140,1	140,1	137,1	131,1	102,1	710,2	496,2	438,2	412,2	411,2	461,2	534,2	564,2	590,2

Таблица 3.5

КОЭФФИЦИЕНТЫ ОСЛАБЛЕНИЯ (σ_a), РАССЕЯНИЯ (σ_s^a) И ПОГЛОЩЕНИЯ (σ_a^a) И ИНДИКАТРИСЫ РАССЕЯНИЯ $f(\theta)$ ДЛЯ ЧАСТИЦ ВОДНОГО РАСТВОРА МОРСКОЙ СОЛИ (ВЛАЖНОСТЬ 85 %) С ГАММА-РАСПРЕДЕЛЕНИЕМ ПО РАЗМЕРАМ: $a=1$, $b=1$, $c=2$

λ , мкм	σ_a			σ_s^a			σ_a^a			$f(\theta^\circ)$										
	0	2,5	5	7,5	10	15	20	40	60	80	90	100	110	130	150	160	180			
0,2	0,907	0,905	0,002	840	2	221	2	103	341	112	782	609	396	227	206	303	883			
0,3	0,936	0,936	0,000	383	2	203	2	102	337	119	791	636	495	237	242	263	690			
0,55	1,000	1,000	0,000	121	2	996	1	105	372	150	107	820	668	732	236	292	634			
0,7	1,040	1,040	0,000	767	1	679	1	113	380	152	109	849	737	950	221	269	465			
1,0	1,156	1,155	0,001	399	1	376	1	120	389	159	115	912	807	983	189	282	223			
2,0	1,155	1,147	0,008	190	1	187	1	121	311	121	865	676	580	572	798	788	915			
2,5	0,777	0,764	0,013	145	1	143	1	140	131	107	816	620	515	471	535	589	801			
2,7	0,505	0,436	0,069	118	1	116	1	113	107	100	834	645	457	368	330	376	479			
3,0	0,888	0,440	0,448	563	0	558	0	907	221	780	532	391	310	231	199	196	204			
3,4	0,825	0,762	0,063	807	0	801	0	188	540	200	139	105	868	738	722	800	101			
4,0	0,511	0,498	0,013	685	0	682	0	216	699	247	165	120	959	770	850	985	118			
5,0	0,295	0,271	0,024	473	0	472	0	207	854	332	218	153	118	944	105	115	128			
5,5	0,190	0,171	0,019	406	0	404	0	197	899	372	249	178	139	114	124	132	141			
6,2	0,310	0,190	0,120	238	0	237	0	128	651	301	210	154	122	974	994	103	108			
6,5	0,183	0,134	0,049	266	0	265	0	149	783	483	267	201	163	138	144	149	155			
7,2	0,122	0,086	0,036	222	0	220	0	133	751	394	293	231	198	177	183	188	193			
8,5	0,093	0,053	0,040	147	0	147	0	956	593	350	280	237	215	207	219	225	231			
9,0	0,093	0,053	0,040	138	0	137	0	914	582	354	287	247	227	224	240	248	254			
10,0	0,066	0,027	0,039	876	1	875	1	603	399	259	220	198	189	196	214	221	228			
11,0	0,074	0,013	0,061	350	1	349	1	246	168	115	100	928	910	978	109	113	117			
13,0	0,135	0,014	0,121	263	1	262	1	167	116	817	722	676	673	748	809	881	923			
16,0	0,196	0,015	0,181	117	1	116	1	874	646	483	442	423	445	518	608	644	675			
18,0	0,152	0,016	0,136	158	1	157	1	120	893	673	621	607	626	736	876	931	979			
20,0	0,127	0,009	0,118	990	2	989	2	758	571	440	410	407	426	509	608	647	682			

Таблица 3.6

КОЭФФИЦИЕНТЫ ОСЛАБЛЕНИЯ (σ_a), РАССЕЯНИЯ (σ_a^s) И ПОГЛОЩЕНИЯ (σ_a^s) И ИНДИКАТРИСЫ РАССЕЯНИЯ $f(\theta)$ ДЛЯ ЧАСТИЦ ВОДНОГО РАСТВОРА МОРСКОЙ СОЛИ (ВЛАЖНОСТЬ 85 %) С ГАММА-РАСПРЕДЕЛЕНИЕМ ПО РАЗМЕРАМ: $a=0,1$, $b=0,5$, $c=2$

λ мкм	σ_a	σ_a^s	σ_a^d	$f(\theta^\circ)$																
				0	2	3	5	7.5	10	15	20	40	50	60	80	90	120	140	160	180
0,55	1,000	1,000	0,000	181,2	147,2	114,2	563,1	216,1	108,1	521,0	344,0	104,0	601,1	354,1	136,1	955,2	535,2	117,1	262,1	622,1
0,7	1,029	1,029	0,000	114,2	100,2	85,5	537,1	259,1	132,1	585,0	371,0	106,0	607,1	355,1	139,1	981,2	642,2	138,1	242,1	518,1
1,0	1,104	1,102	0,002	592,1	554,1	512,1	402,1	262,1	161,1	699,0	415,0	116,0	663,1	389,1	158,1	113,1	773,2	140,1	283,1	383,1
2,0	1,241	1,230	0,011	244,1	240,1	235,1	221,1	195,1	167,1	109,1	670,0	113,0	567,1	311,1	123,1	882,2	596,2	761,2	116,1	884,2
2,5	0,990	0,974	0,016	206,1	204,1	201,1	192,1	176,1	156,1	112,1	741,0	115,0	532,1	279,1	104,1	734,2	450,2	510,2	611,2	684,2
2,7	0,691	0,605	0,086	180,1	178,1	176,1	168,1	155,1	139,1	103,1	696,0	101,0	437,1	217,1	748,2	507,2	273,2	269,2	297,2	364,2
3,0	0,972	0,491	0,481	837,0	830,0	820,0	793,0	742,0	677,0	526,0	376,0	703,1	330,1	175,1	653,2	451,2	228,2	191,2	172,2	173,2
3,4	0,041	0,961	0,080	112,1	112,1	111,1	108,1	102,1	956,0	787,0	608,1	154,0	785,1	436,1	172,1	122,1	718,2	787,2	800,2	103,1
4,0	0,740	0,723	0,017	999,0	994,0	988,0	968,0	931,0	881,0	756,0	615,0	184,0	939,1	504,1	186,1	129,1	727,2	733,2	860,2	112,1
5,0	0,468	0,437	0,031	705,0	702,0	699,0	689,0	671,0	646,0	581,0	502,0	202,0	114,0	633,1	225,1	151,1	762,2	719,2	893,2	107,1
5,5	0,316	0,290	0,026	611,0	609,0	606,0	600,0	586,0	567,0	518,0	457,0	205,0	122,0	699,1	247,1	162,1	794,2	769,2	948,2	108,1
6,2	0,461	0,308	0,153	372,0	371,0	369,0	366,0	359,0	349,0	324,0	292,0	149,0	950,1	588,1	230,1	151,1	723,2	634,2	698,2	757,2
6,5	0,298	0,234	0,064	410,0	410,0	408,0	404,0	397,0	387,0	361,0	328,0	175,0	114,0	719,1	283,1	189,1	903,2	857,2	988,2	107,1
7,2	0,205	0,157	0,048	348,0	348,0	347,0	344,0	339,0	331,0	312,0	287,0	167,0	114,0	754,1	318,1	216,1	109,1	106,1	117,1	125,1
8,5	0,153	0,101	0,052	240,0	240,0	239,0	238,0	235,0	231,0	220,0	206,0	133,0	978,1	693,1	334,1	240,1	137,1	134,1	143,1	148,1
9,0	0,156	0,103	0,053	223,0	223,0	222,0	222,0	218,0	215,0	206,0	193,0	129,0	969,1	696,1	351,1	257,1	152,1	149,1	159,1	165,1
10,0	0,104	0,053	0,051	152,0	151,0	151,0	150,0	149,0	147,0	141,0	133,0	926,1	720,1	539,1	296,1	228,1	156,1	156,1	165,1	169,1
11,0	0,104	0,027	0,077	670,1	669,1	667,1	664,1	659,1	650,1	627,1	596,1	428,1	340,1	262,1	155,1	126,1	961,2	991,2	105,1	107,1
13,0	0,181	0,030	0,151	449,1	448,1	447,1	445,1	436,1	430,1	423,1	402,1	295,1	239,1	188,1	167,1	981,2	816,2	873,2	946,2	973,2
16,0	0,259	0,032	0,227	227,1	227,1	227,1	226,1	224,1	222,1	217,1	209,1	163,1	138,1	114,1	794,2	700,2	672,2	754,2	843,2	875,2
18,0	0,216	0,038	0,178	305,1	305,1	304,1	304,1	302,1	299,1	292,1	281,1	224,1	191,1	160,1	113,1	100,2	972,2	112,1	126,1	131,1
20,0	0,174	0,021	0,153	199,1	199,1	199,1	198,1	197,1	195,1	191,1	184,1	148,1	128,1	108,1	791,2	718,2	738,2	866,2	983,2	103,1

Таблица 3.7

КОЭФФИЦИЕНТЫ ОСЛАБЛЕНИЯ (σ_a), РАССЕЯНИЯ (σ_s) И ПОГЛОЩЕНИЯ (σ_a) И ИНДИКАТРИСЫ РАССЕЯНИЯ $f(\theta)$ ДЛЯ ЧАСТИЦ ВОДНОГО РАСТВОРА МОРСКОЙ СОЛИ (ВЛАЖНОСТЬ 85 %) С ГАММА-РАСПРЕДЕЛЕНИЕМ ПО РАЗМЕРАМ: $a=3$, $b=6$, $c=0,5$

λ мкм	f (°)																			
	σ_a																			
	σ_a	σ_s	σ_a	1	2,5	5	10	20	40	50	60	80	90	110	130	150	160	170	180	
0,2	0,957 0	0,950 0	0,007	101 4	105 3	75 1	125 1	477 0	280 0	103 0	583 1	310 1	792 2	493 2	263 2	147 2	231 1	241 1	283 1	185 0
0,3	0,970 0	0,970 0	0,000	451 3	112 3	116 2	172 1	558 0	301 0	102 0	559 1	291 1	790 2	467 2	437 2	165 2	341 1	204 1	254 1	110 0
0,55	1,000 1	1,000 0	0,000	136 3	771 2	178 2	298 1	697 0	317 0	100 0	549 1	298 1	910 2	561 2	447 2	300 2	267 1	194 1	281 1	703 1
0,7	1,015 1	1,015 0	0,000	840 2	579 2	185 2	369 1	801 0	330 0	987 1	536 1	291 1	920 2	579 2	432 2	444 2	222 1	178 1	270 1	575 1
1,0	1,048 1	1,047 0	0,001	416 2	342 2	166 2	461 1	959 0	335 0	103 0	570 1	322 1	114 1	740 2	520 2	547 2	236 1	215 1	333 1	585 1
2,0	1,170 1	1,170 0	0,000	109 2	103 2	81 1	446 1	143 1	410 0	105 0	582 1	334 1	129 1	902 2	623 2	792 2	177 1	200 1	272 1	350 1
2,5	1,224 1	1,176 0	0,048	736 1	714 1	613 1	404 1	164 1	483 0	98 1	501 1	275 1	103 1	725 2	534 2	732 2	109 1	121 1	164 1	181 1
3,0	1,189 0	0,979 0	0,210	689 1	671 1	589 1	408 1	174 1	436 0	617 1	287 1	149 1	539 2	379 2	267 2	278 2	266 2	296 2	376 2	306 2
3,4	1,254 1	0,055 0	0,199	401 1	394 1	360 1	274 1	135 1	410 0	995 1	573 1	349 1	150 1	107 1	676 2	658 2	121 1	179 1	132 1	161 1
4,0	1,278 1	0,227 0	0,051	332 1	328 1	308 1	254 1	149 1	539 0	119 0	645 1	371 1	151 1	108 1	723 2	775 2	142 1	195 1	148 1	167 1
5,0	1,219 1	0,124 0	0,095	257 1	255 1	245 1	216 1	144 1	578 0	116 0	593 1	329 1	129 1	915 2	603 2	610 2	927 2	114 1	875 2	948 2
5,5	1,114 1	0,033 0	0,081	253 1	252 1	244 1	218 1	152 1	618 0	111 0	543 1	291 1	109 1	768 2	507 2	502 2	674 2	781 2	662 2	700 2
6,2	1,150 0	0,792 0	0,358	163 1	162 1	158 1	143 1	104 1	447 0	918 1	475 1	266 1	104 1	724 2	434 2	354 2	381 2	366 2	304 2	329 2
6,5	1,072 0	0,885 0	0,187	184 1	183 1	179 1	164 1	122 1	551 0	111 0	556 1	303 1	114 1	793 2	489 2	433 2	532 2	578 2	496 2	532 2
7,2	0,942 0	0,795 0	0,147	178 1	177 1	173 1	161 1	124 1	579 0	115 0	563 1	300 1	110 1	756 2	462 2	405 2	477 2	517 2	484 2	517 2
8,5	0,813 0	0,650 0	0,163	143 1	143 1	140 1	132 1	106 1	547 0	118 0	591 1	316 1	114 1	777 2	461 2	385 2	424 2	450 2	454 2	483 2
9,0	0,836 0	0,666 0	0,170	127 1	127 1	125 1	119 1	976 0	529 0	125 0	642 1	350 1	129 1	882 2	525 2	438 2	480 2	502 2	503 2	538 2
10,0	0,619 0	0,462 0	0,157	118 1	118 1	116 1	110 1	919 0	506 0	118 0	594 1	317 1	112 1	746 2	433 2	351 2	370 2	395 2	421 2	443 2
11,0	0,469 0	0,256 0	0,213	856 0	834 0	822 0	784 0	658 0	370 0	887 1	445 1	236 1	811 2	746 2	306 2	243 2	244 2	255 2	269 2	277 2
13,0	0,594 0	0,249 0	0,345	508 0	508 0	504 0	492 0	443 0	268 0	772 1	422 1	242 1	962 2	662 2	415 2	341 2	334 2	341 2	352 2	357 2
16,0	0,718 0	0,243 0	0,475	260 0	260 0	258 0	252 0	230 0	167 0	658 1	399 1	247 1	108 1	790 2	523 2	439 2	424 2	428 2	434 2	437 2
18,0	0,796 0	0,335 0	0,461	256 0	256 0	255 0	250 0	233 0	180 0	831 1	539 1	353 1	167 1	123 1	799 2	638 2	594 2	595 2	602 2	607 2
20,0	0,665 0	0,255 0	0,410	216 0	216 0	214 0	211 0	198 0	157 0	762 1	502 1	332 1	157 1	116 1	765 2	635 2	613 2	620 2	630 2	634 2

вытянутость индикатрисы рассеяния вперед и близкий к нейтральному ход спектральной зависимости коэффициента ослабления от длины волны в области спектра 0,4—30 мкм. Отметим также, что на длине волны $\lambda = 11,5$ мкм наблюдается минимум в значениях коэффициента ослабления, обусловленный более низкой величиной действительной части комплексного показателя преломления. Соотношение вкладов рассеяния и поглощения излучения частицами туманов значительно варьирует по спектру длин волн.

В табл. 3.4—3.7 затабулированы спектральные коэффициенты ослабления рассеяния, поглощения и индикатрисы рассеяния для различных микроструктур морского аэрозоля при влажности атмосферы $f = 85\%$, отвечающих моделям 3, 7, 8, 10 (табл. 2.1). В случае морского аэрозоля при $f \geq 75\%$ солевые частицы растворяются, образуя капли солевого морского аэрозоля. Вариации влажности в диапазоне $75\% \leq f \leq 90\%$ не оказывают значительного влияния на оптические свойства морского аэрозоля, поэтому с дальнейшим ростом влажности ($f > 90\%$) оптические свойства морского аэрозоля приближаются к оптическим свойствам частиц морской воды.

Глава 4

МОДЕЛИ АТМОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ

Разработке моделей атмосферного аэрозоля в последние годы уделяется большое внимание [12, 16, 23, 234, 241, 271, 273—275, 286, 297].

Как уже отмечалось, осуществленные сотрудниками университета штата Вайоминг аэрозольные зондирования в 11 точках земного шара (от Южного полюса до дрейфующей станции на широте 85° с. ш. в период с декабря 1971 г. по февраль 1974 г.) позволили получить обширные данные о вертикальных профилях концентрации и микроструктуре стратосферного аэрозоля. Анализ данных измерений показывает, что хотя в тропосфере отношение концентраций частиц диаметром больше 0,3 и 0,5 мкм изменяется от <2 до 40, в стратосфере оно почти не зависит ни от высоты, ни от широты, т. е. микроструктура стратосферного аэрозоля (судя по рассматриваемой характеристике) является квазипостоянной. Лишь в слое 12—23 км отношение концентраций слабо уменьшается с высотой от среднего значения порядка 5 до 4 (причины небольшого укрупнения размеров частиц с высотой пока не ясны). Данные Ларами указывают на резкое уменьшение размеров частиц выше 23—25 км, но данные других станций не обнаруживают подобного возрастания доли малых частиц.

В качестве среднего глобального значения отношения концентраций частиц в слое 18—20 км можно принять $4,0 \pm 0,5$.

Р. Д. Пинник, Д. М. Розен и Д. Д. Хофманн [242] предложили три типичных функциональных представления микроструктуры аэрозоля для диапазона радиусов больше заданного: логарифмически-нормальное

$$N_1(>r) = \frac{N_0}{\sqrt{2\pi \ln \sigma_g}} \int_r^\infty \exp \left[- \left(\frac{\ln(r/r_g)}{\sqrt{2 \ln \sigma_g}} \right)^2 \right]^{1/r'} dr', \quad (4.1)$$

где $N_0 = 10 \text{ см}^{-3}$; $\sigma_g = 1,86$; $r_g = 0,0725 \text{ мкм}$;
экспоненциальное

$$N_2(>r) = N_0 \exp(-r/r_0), \quad (4.2)$$

где $N_0 = 8,44 \text{ см}^{-3}$; $r_0 = 0,075 \text{ мкм}$;
степенное

$$N_3(>r) = N_0 (r/r_0)^{-\alpha}, \quad (4.3)$$

где $N_0 = 4,34 \text{ см}^{-3}$; $r_0 = 0,1 \text{ мкм}$; $\alpha = 3$. Последнее относится лишь к диапазону радиусов 0,1—0,5 мкм.

Рассматриваемые аналитические представления удовлетворительно согласуются для диапазона диаметров 0,25—0,5 мкм, где имеются данные измерений, но существенно расходятся за пределами этого диапазона. По-видимому, модели N_1 и N_2 можно считать адекватными для диапазона диаметров 0,02—5 мкм.

Использование приближенной методики оценки показателя преломления, для которой существенно предположение о сферичности частиц, привело к значениям показателя преломления в диапазоне 1,40—1,49. С учетом данных прямых измерений можно принять в качестве характерного значения показателя преломления в видимой области спектра 1,40—1,50 при показателе поглощения 0,05 (или меньше) и плотности материала аэрозоля около $1,5 \text{ г/см}^3$.

Химический анализ указывает на присутствие в составе стратосферного аэрозоля сульфата и персульфата аммония, а также серной кислоты, причем последняя преобладает в верхней стратосфере.

Для моделей аэрозоля, построенных на основе обобщения данных сети АР, в работе [242] сделаны расчеты по формулам Ми сечений общего ослабления, поглощения, рассеяния назад и индикатрис рассеяния для двух компонент поляризации. Сечения экстинкции различаются для трех моделей микроструктуры аэрозоля не более чем на 10 %, что указывает на определяющее значение для экстинкции частиц диаметром 0,1—1,0 мкм, где модели микроструктуры находятся в приближенном согласии. Сечение экстинкции слабо зависит от показателя преломления и практически не зависит от показателя поглощения частиц, а зависимость от длины волны хорошо аппроксимируется как λ^{-1} . Макси-

мальная оптическая толщина слоя стратосферного аэрозоля на длине волны 0,53 мкм не превосходит 0,1, что указывает на возможность ограничиться учетом однократного рассеяния при расчетах переноса излучения. Максимальное сечение поглощения на длине волны 0,53 мкм составляет на высотах 18—20 км около $0,04 \cdot 10^{-3} \text{ км}^{-1}$, что соответствует мнимой части комплексного показателя поглощения, приблизительно равной 0,01.

Сечение рассеяния назад на высоте максимума аэрозольного отношения смеси (18—20 км) варьирует на длине волны 0,6943 мкм (лазер на рубине) в пределах 9—17 % по отношению к рэлеевскому рассеянию на высоте 18 км. Это сечение довольно чувствительно к величине показателя преломления, но слабо зависит от микроструктуры (подобные выводы относятся, однако, лишь к случаю сферических частиц). Спектральная зависимость хорошо аппроксимируется как λ^{-1} . Сопоставление результатов вычислений сечения обратного рассеяния с данными измерений обнаружило удовлетворительное их согласие.

Рассмотрев результаты расчетов индикатрис рассеяния, иллюстрирующие зависимости от микроструктуры и комплексного показателя преломления на обеих поляризациях, авторы [242] отметили, в частности, что рост показателя преломления усиливает рассеяние назад и практически не влияет на рассеяние вперед, как это следует из геометрической оптики. Увеличение показателя поглощения ослабляет рассеяние назад и также не влияет на рассеяние вперед.

Анализ данных расчетов рассеяния в заднюю полусферу, характеризующих зависимость вклада аэрозольного слоя в альбедо Земли от зенитного расстояния Солнца и комплексного показателя преломления, показал, что альбедо однородного глобального слоя стратосферного аэрозоля, содержащего 10^6 частиц диаметром $\geq 0,3 \text{ мкм/см}^2$ (это соответствует массе аэрозоля $0,7 \cdot 10^6 \text{ т}$), на длине волны 0,53 мкм составляет 0,002—0,003.

На основе обзора современного состояния исследований аэрозоля пустынь и характеристик молекулярного поглощения атмосферы С. Т. Шипли и др. [275] построили модель аэрозоля пустынь. Особое внимание к аэрозолю пустынь определяется его глобальным распространением и большим вкладом в поглощение солнечной радиации атмосферой. Пустыни, составляющие около 8 % поверхности земного шара и примерно $1/3$ поверхности суши, являются наиболее мощным источником глобального аэрозоля.

По мнению авторов [275], можно считать типичной следующую модель состава аэрозоля, предложенную В. Лентцем и Г. Хоидале: монтмориллонит — 35 %, каолинит — 20 %, иллит — 20 %, кальцит — 10 %, соединения железа (лимонит) и органические компоненты — 5 %, кварц — 5 %, нитрат калия — 5 %.

Существенно, что частицы глины являются эффективными веществами с точки зрения воздействия на облака. Это может обуславливать их существенное влияние на облака и осадки, а также оптические свойства облаков.

Большая часть измерений и теоретических оценок приводит к выводу, что показатель преломления сухого аэрозоля (при относительной влажности меньше 60 %) варьирует в пределах 1,46—1,54. В качестве типичного значения для диапазона длин волн 0,1—1,1 мкм можно принять $n = 1,54$. Показатель поглощения в упомянутом диапазоне изменяется в зависимости от длины волны. Наиболее надежной следует считать зависимость, полученную в работах по программе КЭНЭКС. Для интервала 1,1—2,5 мкм в работе [275] рекомендуются $n = 1,54$ и $k = 0,03$, а для диапазона теплового излучения (длины волн больше 2,5 мкм) $n = 2,45$ и показатель поглощения, зависящий от длины волны.

Типичная микроструктура аэрозоля может быть описана бимодальным распределением с максимальными концентрациями в диапазоне радиусов частиц 1—10 мкм и меньше 1 мкм. Перенос теплового излучения определяется главным образом влиянием крупнодисперсной фракции. Субмикронный аэрозоль доминирует как фактор поглощения коротковолновой радиации. Пока еще нет достаточных данных для суждения об изменении микроструктуры аэрозоля с высотой. Оценки массовой концентрации аэрозоля вблизи подстилающей поверхности приводят к интервалу 30—3000 мкг/м³. В работе [275] предлагается считать значение 300 мкг/м³ нормальным и принять его за единицу ($\rho_m = 1$). В таком случае $\rho_m = 0,1$ и $\rho_m = 10$ соответствуют случаям слабой и сильной запыленности атмосферы.

Г. Н. Шоу [271] предложил схематическую модель глобального фоновых аэрозоля, основанную на данных измерений спектральной прозрачности атмосферы в области длин волн 0,4—1,0 мкм в четырех пунктах: Южный полюс (ЮП, декабрь 1974 г.), обсерватория Мауна-Лоа (ОМЛ, март 1975 г.), Аляска, близ Фербенкса (АФ) и Барроу (АБ). Для определения параметров аэрозоля: радиуса частиц r_m , соответствующего максимуму счетной концентрации; числа частиц N и массы аэрозоля M в вертикальном столбе атмосферы получены расчетные зависимости аэрозольной оптической толщины атмосферы от длины волны в предположении, что комплексный показатель преломления частиц равен $1,5 - i \cdot 0,01$, микроструктура аэрозоля соответствует дымке Н Дейрменджана, а плотность вещества частиц составляет 1 г/см³.

В табл. 4.1 воспроизведены полученные результаты. Здесь $\tau(0,55)$ — аэрозольная оптическая толщина атмосферы на длине волны 0,55 мкм. При обработке данных ОМЛ принята двухвершинная микроструктура двухкомпонентной дымки Н: Д1 — фоновые ядра Айткена, тождественные антарктическим; Д2 — аэрозольный слой вулканического происхождения на высоте 20 км. По-видимому, данные для Южного полюса характеризуют глобальный минимум содержания аэрозоля.

По данным наземных измерений счетная концентрация аэрозоля на Южном Полюсе составляет около 50 см⁻³, что приводит к оценке общего содержания (числа) частиц в тропосфере по-

Таблица 4.1

ПАРАМЕТРЫ ФОНОВОГО АЭРОЗОЛЯ В РАЗЛИЧНЫХ ПУНКТАХ

Пункт, широта	M мг/м ²	r_m мкм	$N \cdot 10^{-6}$ см ⁻²	τ (0,55)
ЮП, 90° ю. ш.	2,3	0,04	114	0,011
ОМЛ, 19,5° с. ш.	2,3	0,04	114	0,011
	1,6	0,09	7,4	0,012
АФ, 64,8° с. ш.	7,3	0,09	48	0,055
АБ, 71,3° с. ш.	9,6	0,07	76	0,075

рядка $0,3 \cdot 10^8$ см⁻² и в сопоставлении с данными табл. 4.1 свидетельствует о том, что в рассматриваемом случае около 70 % содержания аэрозоля приходится на стратосферу.

Э. П. Шеттле и др. [273, 274] предприняли уточнение разработанной Л. Элтерманом аэрозольной модели атмосферы, в основу которой были положены данные прожекторных зондирований. В этой связи важно, что после извержения вулкана Агунг весной 1963 г. концентрация стратосферного аэрозоля все еще оставалась выше нормального фонового уровня даже в середине и конце 60-х годов. Новая аэрозольная модель предусматривает дифференциацию атмосферы на четыре слоя (рис. 4.1).

Для пограничного слоя (0—2 км) предложены 10 вариантов типичных вертикальных профилей коэффициента ослабления, характеризующих условия чистой и загрязненной (городской) атмосферы и атмосферы над морем при диапазоне значений горизонтальной дальности видимости 2—50 км (цифры в нижней части рис. 4.1 характеризуют эти значения). Чистый аэрозоль представляет собой комбинацию пылевых и растворимых в воде частиц (аммиак, сульфат кальция и органические соединения), микроструктура которых аппроксимируется суммой двух логарифмически-нормальных распределений таким образом, чтобы счетная концентрация определялась законом T^{-4} , а объемная была бимодальной при широких максимумах в диапазоне радиусов 0,1—1 и 5—100 мкм. Городской аэрозоль состоит из сельского (65 %) и углеродного антропогенного (35 %) аэрозоля. Морской аэрозоль составляют частицы морских солей, возникшие в результате испарения брызг, и частицы континентального аэрозоля (мелкодисперсная компонента фонового аэрозоля).

Аэрозоль верхней тропосферы характеризуется двумя моделями, соответствующими условиям весны—лета и осени—зимы, причем в обоих случаях микроструктура соответствует континентальному компоненту морского аэрозоля.

Для стратосферы (высоты до 30 км) предложена дифференциация двух сезонных моделей (лето и зима) с учетом влияния вулканических извержений: фоновый аэрозоль, случаи извержений умеренной и большой интенсивности. Случай извержений

умеренной интенсивности идентичен модели Эльтермана. Предполагается, что фоновый стратосферный аэрозоль состоит из капель 75 %-ного водного раствора серной кислоты, а его микроструктура определяется моделью дымки Н Дейрменджана. Аэро-

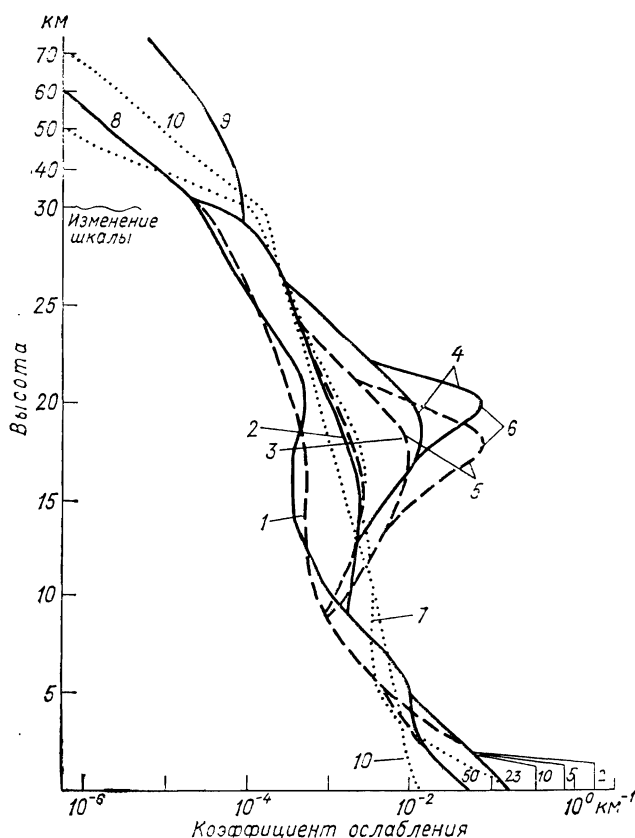


Рис. 4.1. Типичные вертикальные профили коэффициента ослабления аэрозоля на длине волны 0,55 мкм.

1 — фоновый аэрозоль (средние глобальные условия), 2, 3 — после умеренных и сильных вулканических извержений соответственно, 4 — лето, 5 — зима, 6 — после исключительно сильных вулканических извержений, 7 — профиль Эльтермана (1968 г.), 8 — нормальное содержание аэрозоля, 9 — экстремальное запыление верхней атмосферы, 10 — рэлеевское рассеяние.

золь после крупных извержений представляет собой вулканический пепел, состоящий из двух фракций. Аэрозоль верхней атмосферы (выше 30 км) характеризуют две модели: фоновая и экстремальная.

Микроструктура вулканического аэрозоля описана двумя моделями: «модель свежего вулканического аэрозоля» и «модель вулканического аэрозоля», причем в обоих случаях применяется

модифицированное гамма-распределение. Главными компонентами аэрозоля верхней атмосферы является метеорная пыль.

В работе [273] приведены некоторые результаты расчетов по формулам Ми оптических характеристик для описанных моделей аэрозоля (коэффициенты ослабления, рассеяния и поглощения, индикатрисы яркости и поляризации и др.) в диапазоне длин волн 0,2—40 мкм. Отмечено удивительно малое различие спектрального хода экстинкции сельского и городского аэрозоля (зависимости коэффициентов рассеяния и поглощения от длины волны оказываются, однако, существенно различными). Рассмотрены примеры, иллюстрирующие влияние аэрозоля на спектральный ход ослабления радиации. Показано, например, что влияние аэрозоля на ослабление радиации на горизонтальной приземной трассе длиной 1 км при длине волны 10,591 мкм становится существенным лишь при дальности видимости меньше 10 км. Обсуждено влияние аэрозольного ослабления на передачу контрастов яркости.

О. Б. Тун и Д. В. Поллак [286] предложили среднюю глобальную модель микроструктуры, химического состава и оптической толщины аэрозоля (на длине волны 0,55 мкм) в стратосфере и тропосфере, предназначенную для расчетов переноса излучения, характеризующих среднеглобальные условия. Полученные данные относятся к трехслойной атмосфере: 0—3, 3—12 и 12—45 км, но вертикальный профиль аэрозольной оптической толщины задан с большей детальностью на основе использования модели Л. Элтермана.

Краткая характеристика модели аэрозоля содержится в табл. 4.2 (распределение концентрации частиц N по радиусу частиц характеризует микроструктуру аэрозоля). Предложенная модель исходит из того, что глобальное осреднение характеристик аэрозоля имеет смысл. Считается, что частицы стратосферного аэрозоля представляют собой капли жидкости. Изменения с высотой концентрации серной кислоты в каплях, а также возможное присутствие сульфата аммония, азотистой кислоты, метеорной пыли, вулканического пепла и других веществ не учитываются.

В дальнейшем следует принять во внимание присутствие и изменчивость микроструктуры пылевого аэрозоля. Хорошо известно, например, что после вулканических извержений сильно возрастает концентрация силикатных частиц. Существенными компонентами стратосферного аэрозоля являются сульфат и персульфат аммония. Таким образом, стратосферный аэрозоль состоит из различных компонентов. В частности, капли раствора серной кислоты могут содержать твердые включения из сульфата аммония. По-видимому, отношение содержаний серной кислоты и сульфата аммония уменьшается с ростом размера частиц.

Хотя аэрозольная толщина определяется с ошибкой до $\pm 50\%$, ее естественная изменчивость превосходит подобные ошибки. При уточнении модели эту изменчивость необходимо

Таблица 4.2

ГЛОБАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ АТМОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ

H км	τ_{λ} (0,55 мкм)	Состав	Микроструктура
0	0,125	15 % морской соли (NaCl)	$dN(r)/dr = C, r < r_0;$
1	0,083	35 % почвы (базальт)	$dN(r)/dr = C (r_0/r)^{\beta+1},$
2	0,058	50 % сульфатов $[(NH_4)_2SO_4]$	$r \geq r_0; r_0 = 0,1$ мкм, C — произвольная постоянная;
			$0,1 \text{ мкм} < r < 5 \text{ мкм}, \beta = 2;$
			$5 \text{ мкм} < r < 50 \text{ мкм}, \beta = 4;$
			$50 \text{ мкм} < r, dN/dr = 0$
3	0,042	40 % почвы (базальт)	$dN(r)/dr = C, r < r_0;$
4	0,034	60 % сульфатов $[(NH_4)_2SO_4]$	$dN(r)/dr = C (r_0/r)^{\beta+1},$
5	0,028	То же	$r \geq r_0; r_0 = 0,045$ мкм,
6	0,024	"	β — произвольная постоянная;
7	0,021	"	$0,045 \text{ мкм} < r < 5 \text{ мкм},$
8	0,017	"	$\beta = 2,6; 5 \text{ мкм} < r < 30 \text{ мкм},$
9	0,014	"	$\beta = 4,6; 30 \text{ мкм} < r, dN/dr = 0$
10	0,011	"	
11	0,008	"	
12	$5,0 \cdot 10^{-3}$	100 % сульфатов	$dN(r)/dr \approx$
15	$3,3 \cdot 10^{-3}$	75 %-ный водный раствор серной кислоты	$\approx \exp \left[- \frac{\ln^2 (r_m/r)}{2 \ln^2 \sigma} \right];$
18	$1,8 \cdot 10^{-3}$	То же	$\sigma = 2, r_m = 0,035$ мкм
21	$8,3 \cdot 10^{-4}$	"	
24	$4,2 \cdot 10^{-4}$	"	
27	$2,0 \cdot 10^{-4}$	"	
30	$8,7 \cdot 10^{-5}$	"	
33	$3,8 \cdot 10^{-5}$	"	
36	$1,6 \cdot 10^{-5}$	"	
39	$6,4 \cdot 10^{-6}$	"	
42	$2,0 \cdot 10^{-6}$	"	
45	0	"	

учесть на основе использования данных наблюдений. Анализ имеющихся данных показывает, что аэрозольная оптическая толщина стратосферы до 1963 г. и после 1972 г. варьировала в пределах 0,002—0,005, а в период 1963—1971 гг. (после извержения вулкана Агунг) возросла до 0,01—0,03.

Относительно тропосферного аэрозоля предполагается, что он состоит из однородных твердых сферических частиц. Влияние на них влажности, а также возможное присутствие органических компонент, продуктов сгорания, нитратов и аэрозольных загрязнений не учитывается. По-видимому, наиболее серьезные предположения состоят в пренебрежении сильно поглощающими компонентами (в частности, органикой) и принятии идентичной мик-

роструктуры для каждого из компонентов аэрозоля, что может существенно изменить альbedo однократного рассеяния, а также в неучете влияния влажности.

Ввиду сильной изменчивости тропосферного аэрозоля можно подвергнуть сомнению правомерность глобального пространственно-временного осреднения характеристик тропосферного аэрозоля. Хорошо известно, что состав тропосферного аэрозоля сложен и изменчив, что связано с разнообразием источников аэрозоля естественного и антропогенного происхождения. Предлагаемая модель состава глобального тропосферного аэрозоля исходит из анализа данных о таких его наиболее вероятных компонентах, как органические соединения, морская соль, сульфаты и частицы грунта. Многие наблюдения указывают на то, что концентрация органики по массе не превосходит 10 %, и поэтому органические соединения не учитываются в рассматриваемой модели.

Так как было установлено, что концентрация морских солей пренебрежимо мала на высотах, превосходящих несколько километров, в модели учтено лишь их присутствие в нижнем слое. Имея в виду преобладание хлористого натрия в составе морских солей, предполагается, что они состоят только из этой компоненты.

Относительно грунта принято, что в его составе доминируют SiO_2 (53 %), Al_2O_3 (17 %), окислы железа (7 %) и некоторые другие соединения. Комплексный показатель преломления этого компонента равен $1,52 - 0,0009i$ на длине волны 0,55 мкм.

При определении аэрозольной оптической толщины атмосферы были использованы лишь данные продолжительных (не менее одного года) спектральных измерений прозрачности атмосферы в точках, удаленных от источников местных загрязнений. Осреднение данных наземных наблюдений для шести широтных поясов привело к среднему годовому глобальному значению

$$\tau_{0,55} = 0,125^{+0,05}_{-0,025}.$$

В работе [287] приведены результаты расчетов поперечника ослабления, индикатрисы рассеяния и фактора асимметрии индикатрисы для различных компонентов аэрозоля в зависимости от длины волны в диапазоне 0,1—100 мкм, а также аэрозольных оптических толщин для трех слоев атмосферы. Изучена чувствительность оптических характеристик аэрозоля к вариациям комплексного показателя преломления и микроструктуры аэрозоля. По данным об оптической толщине и поперечнике ослабления найден и сопоставлен с имеющимися результатами наблюдений вертикальный профиль счетной концентрации частиц.

В работе Б. Нильсона [233] выполнено моделирование аэрозольных коэффициентов ослабления в зависимости от влажности атмосферы. Основу моделирования [233] составляют аэрозольные модели сухих частиц сферической формы заданного химического состава и микроструктуры. Учет влияния влажности осуществ-

ляется посредством введения фактора роста (r/r_0) и эффективного показателя преломления частиц, зависящих от относительной влажности.

Предполагается, что микроструктуру сухого аэрозоля можно описать путем суперпозиции двух или трех логарифмически-нормальных распределений:

$$dN/d \log r = \sum_{i=1}^3 \frac{2,3N_i}{\sqrt{2\pi} \ln(SG)_i} \exp \left[\frac{1}{2} \frac{\ln(r/r_{im})}{\ln(S, G)_i} \right], \quad (4.4)$$

где N_i — полная счетная концентрация, r_{im} — средний радиус, $\ln(S, G)_i$ — стандартное отклонение от $\ln r$ для i -й фракции. Комплексный показатель преломления сухого аэрозоля определяется суммированием взвешенных по массе компонентов, как и в [301, 302], так что

$$n = \sum_{i=1}^k n_i \frac{\delta_i}{\rho_i} / \sum_{i=1}^k \delta_i / \rho_i, \quad (4.5)$$

где k — число компонентов, формирующих аэрозоль; n_i , δ_i и ρ_i — комплексный показатель преломления, весовая фракция и плотность i -го компонента соответственно.

Параметры i -й фракции логарифмически-нормального распределения для сухого аэрозоля взяты по К. Уитби [302] и представлены в табл. 4.3. В табл. 4.4 затабулированы спектральные зависимости действительной (n) и мнимой (κ) частей комплексного показателя преломления m для основных компонентов растворимых и нерастворимых аэрозольных частиц над континентами, морской соли и золы. Предполагалось, что 50 % солей составляют $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$. Массовая концентрация других солей была оценена грубо по данным о концентрациях ионов. Средние значения фактора Вант Хофа i вычислялись суммированием взвешенных по массе значений i по всем типам электролитов.

Таблица 4.3

ПАРАМЕТРЫ i -Й ФРАКЦИИ ЛОГАРИФИЧЕСКИ-НОРМАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ
ДЛЯ СУХОГО АЭРОЗОЛЯ

Мода	N_i	$(SG)_i$	$(\ln SG)_i$	r_{im} мкм
Ядерная	$5\text{E} \cdot 10^4$	1,74	0,55	0,0085
Аккумуляционная	$2,8\text{E} \cdot 10^3$	2,05	0,72	0,036
Грубодисперсная	4	2,33	0,85	0,51

В табл. 4.5 представлены зависимости фактора Вант Хофа i и растворимой фракции ε от относительной влажности для среднего аэрозоля, морского атлантического, морского арктического и для NaCl. Обращает внимание тот факт, что при относительной влажности $f \leq 60$ % солевая фракция аэрозоля существует в твер-

Таблица 4.4

КОМПЛЕКСНЫЙ ПОКАЗАТЕЛЬ ПРЕЛОМЛЕНИЯ ХАРАКТЕРНЫХ КОМПОНЕНТОВ
АЭРОЗОЛЬНЫХ ЧАСТИЦ

Длина волны, мкм	Растворимая в воде фракция		Не растворимая в воде фракция		Морская соль		Зола	
	<i>n</i>	<i>k</i>	<i>n</i>	<i>k</i>	<i>n</i>	<i>k</i>	<i>n</i>	<i>k</i>
0,2000	1,530	0,070	1,530	0,070	1,450	0,000		
0,2500	1,530	0,030	1,530	0,030	1,450	0,000		
0,3000	1,530	0,008	1,530	0,008	1,450	0,000		
0,3371	1,530	0,005	1,530	0,008	1,450	0,000		
0,4880	1,530	0,005	1,530	0,008	1,450	0,000	1,560	0,490
0,5145	1,530	0,005	1,530	0,008	1,450	0,000	1,560	0,490
0,5500	1,530	0,005	1,530	0,008	1,450	0,000	1,570	0,500
0,6328	1,530	0,006	1,530	0,008	1,450	0,000	1,570	0,480
0,6943	1,530	0,007	1,530	0,008	1,450	0,000	1,570	0,480
0,7000	1,530	0,007	1,530	0,008	1,450	0,000	1,570	0,480
0,8000	1,524	0,010	1,524	0,008	1,450	0,000	1,570	0,480
0,8600	1,520	0,012	1,520	0,008	1,450	0,000	1,580	0,490
0,9100	1,520	0,013	1,520	0,008	1,450	0,000	1,590	0,510
1,0600	1,520	0,017	1,520	0,008	1,450	0,000	1,610	0,540
1,1300	1,519	0,018	1,502	0,008	1,450	0,000	1,620	0,540
1,5360	1,510	0,023	1,400	0,008	1,450	0,000	1,660	0,570
1,7000	1,478	0,018	1,351	0,008	1,450	0,000	1,680	0,580
2,0000	1,420	0,008	1,260	0,008	1,450	0,000	1,720	0,600
2,1600	1,420	0,009	1,234	0,008	1,450	0,000	1,740	0,610
2,4000	1,420	0,011	1,196	0,009	1,450	0,000	1,770	0,620
2,5000	1,420	0,012	1,180	0,009	1,425	0,007	1,780	0,620
2,6000	1,410	0,034	1,180	0,011	1,414	0,009	1,790	0,610
2,7000	1,400	0,055	1,180	0,013	1,410	0,012	1,790	0,610
2,8000	1,407	0,044	0,044	1,173	0,013	1,418	1,800	0,610
2,9500	1,417	0,027	1,163	0,012	1,527	0,006	1,810	0,610
3,0000	1,420	0,032	1,160	0,012	1,607	0,005	1,820	0,600
3,1500	1,428	0,011	1,205	0,011	1,520	0,003	1,820	0,590
3,2000	1,430	0,008	1,220	0,010	1,509	0,002	1,820	0,590
3,3923	1,430	0,007	1,260	0,013	1,489	0,002	1,830	0,570
3,5000	1,450	0,005	1,280	0,011	1,485	0,002	1,830	0,570
3,7500	1,452	0,004	1,270	0,011	1,476	0,001	1,840	0,590
3,8000	1,453	0,004	1,268	0,011	1,474	0,001	1,840	0,590
4,0000	1,455	0,005	1,260	0,012	1,476	0,002	1,850	0,600
4,5000	1,460	0,013	1,260	0,014	1,486	0,004	1,850	0,580
4,7300	1,455	0,014	1,251	0,016	1,478	0,003	1,850	0,580
5,0000	1,450	0,016	1,240	0,018	1,465	0,003	1,850	0,570
5,3000	1,444	0,017	1,228	0,020	1,449	0,003	1,870	0,540
5,5000	1,440	0,018	1,220	0,021	1,439	0,003	1,900	0,530
5,9000	1,4160	0,022	1,164	0,034	1,423	0,011	1,950	0,500
6,0000	1,410	0,023	1,150	0,037	1,429	0,015	1,960	0,490
6,2000	1,430	0,027	1,142	0,039	1,574	0,022	1,980	0,510
6,5000	1,460	0,033	1,130	0,042	1,479	0,005	2,000	0,540
7,0000	1,417	0,059	1,323	0,051	1,449	0,006	2,040	0,510
7,2000	1,400	0,070	1,400	0,055	1,439	0,008	2,060	0,520
7,9000	1,200	0,065	1,150	0,040	1,404	0,018	2,090	0,560
8,2000	1,010	0,100	1,130	0,074	1,413	0,022	2,120	0,630
8,5000	1,300	0,215	1,300	0,090	1,461	0,027	2,160	0,730
8,7000	2,400	0,290	1,400	0,100	1,566	0,029	2,190	0,820
9,0000	2,560	0,370	1,700	0,140	1,667	0,028	2,220	0,980

Длина волны, мкм	Растворимая в воде фракция		Не растворимая в воде фракция		Морская соль		Зола	
	<i>n</i>	<i>κ</i>	<i>n</i>	<i>κ</i>	<i>n</i>	<i>κ</i>	<i>n</i>	<i>κ</i>
9,2000	2,200	0,420	1,720	0,150	1,627	0,026	2,230	1,070
9,5000	1,950	0,160	1,730	0,162	1,584	0,022	2,250	1,150
10,0000	1,820	0,030	1,750	0,162	1,534	0,016	2,300	1,290
10,5910	1,760	0,070	1,620	0,120	1,510	0,014		
10,7000	1,749	0,065	1,620	0,116	1,506	0,014		
11,0000	1,720	0,050	1,620	0,105	1,494	0,014		
12,0000	1,670	0,053	1,545	0,103	1,466	0,015		
12,4900	1,646	0,054	1,508	0,101	1,428	0,017		
13,0000	1,620	0,055	1,470	0,100	1,412	0,019		
14,8000	1,400	0,100	1,570	0,100	1,434	0,030		
15,0000	1,420	0,200	1,570	0,100	1,440	0,032		
17,2000	2,080	0,240	1,630	0,100	1,668	0,084		
18,5000	1,850	0,170	1,648	0,120	1,737	0,113		
19,5000	2,030	0,203	1,669	0,187	1,750	0,138		
20,0000	2,120	0,220	1,680	0,220	1,747	0,149		
25,0000	1,880	0,280	1,970	0,248	1,738	0,214		
27,9000	1,840	0,290	1,890	0,320	1,744	0,251		
30,0000	1,820	0,300	1,800	0,420	1,745	0,279		
32,0000	1,860	0,340	1,840	0,452	1,741	0,383		
35,0000	1,920	0,400	1,900	0,500	1,734	0,553		
40,0000	1,860	0,500	2,100	0,600	1,707	0,000		

Таблица 4.5

ЗАВИСИМОСТИ ФАКТОРА ВАНТ ХОФА *i* И РАСТВОРИМОЙ ФРАКЦИИ *ε*
ОТ ОТНОСИТЕЛЬНОЙ ВЛАЖНОСТИ ДЛЯ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ РАСТВОРИМЫХ
В ВОДЕ КОМПОНЕНТОВ

<i>f</i> %	Средний аэрозоль		Морской арктический		Морской атлантический		NaCl	
	<i>i</i>	<i>ε</i>	<i>i</i>	<i>ε</i>	<i>i</i>	<i>ε</i>	<i>i</i>	<i>ε</i>
20	16,85	0,02	16,85	0,006	16,85	0,01	—	0,0
30	14,45	0,05	14,45	0,015	14,45	0,03	—	0,0
40	12,00	0,07	12,00	0,02	12,00	0,05	—	0,0
50	9,55	0,10	9,55	0,03	9,55	0,07	—	0,0
60	7,10	0,16	7,10	0,05	7,10	0,11	—	0,0
70	4,70	0,30	4,70	0,20	4,70	0,25	—	0,0
75	3,60	0,50	3,60	0,50	3,60	0,50	—	0,0
76	—	—	3,08	0,87	3,28	0,72	2,926	1,0
80	2,85	0,80	3,74	0,94	2,80	0,87	2,697	1,0
85	2,40	0,90	2,42	0,97	2,41	0,93	2,429	1,0
90	2,10	0,96	2,16	0,99	2,13	0,97	2,181	1,0
95	1,94	1,0	1,96	1,0	1,95	1,0	1,962	1,0
96	1,93	1,0	1,93	1,0	1,93	1,0	1,925	1,0
97	1,94	1,0	1,91	1,0	1,92	1,0	1,893	1,0
98	1,96	1,0	1,89	1,0	1,93	1,0	1,865	1,0
99	2,03	1,0	1,90	1,0	1,97	1,0	1,853	1,0
99,5	2,10	1,0	1,93	1,0	2,02	1,0	1,862	1,0
99,8	2,40	1,0	2,08	1,0	2,25	1,0	1,945	1,0
100	2,63	1,0	2,18	1,0	2,42	1,0	2,000	1,0

дой фазе и лишь с дальнейшим повышением влажности начинает растворяться; солевой аэрозоль при высокой влажности существует в виде капель. Характерно, что соль NaCl растворяется при $f = 76\%$. При $f \leq 75\%$ морской аэрозоль существует в твердой фазе, а при $f > 75\%$ быстро растворяется.

Капля водного раствора чистой соли принимает такой размер, для которого выполняется равновесие между конденсацией и испарением на поверхности капли. Отношение S между равновесным давлением паров воды над поверхностью капли $e'(r)$ и равновесным давлением над плоской поверхностью в насыщенном воздухе $e(\infty)$ выражается формулой

$$S = \frac{2 \left[\sigma_{\omega}(T) + b \frac{\epsilon E \rho_0}{(r/r_0)^3 - 1} \right] \left\{ \frac{M_s M_{\omega} [(r/r_0)^3 - 1 + \epsilon E \rho_0]}{M_s [(r/r_0)^3 - 1 + M_{\omega} \epsilon E \rho_0]} \right\}}{r_0 (r/r_0) \frac{[(r/r_0)^3 - 1 + \epsilon E \rho_0] \rho_s}{[(r/r_0)^3 - 1] P_s + \epsilon E \rho_0} R_v T} \times \\ \times \left[1 + i \frac{M_{\omega} \epsilon E \rho_0}{M_s [(r/r_0)^3 - 1]} \right], \quad (4.6)$$

где M_{ω} — относительная молекулярная масса воды; M_s — относительная молекулярная масса соли; r_0 — радиус сухой частицы; r — радиус частицы во влажной атмосфере; ρ_0 — плотность сухой частицы; $\sigma_{\omega}(T)$ — поверхностное натяжение воды; T — температура, К; E — пропорция растворимой фракции; i — фактор Вант Хофа (определяет степень диссоциации); b — постоянная для данного солевого раствора (27,6 для NaCl, 16,4 для $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$); ϵ — пропорция растворенной фракции. Плотность сухой частицы ρ_0 изменяется, согласно Ханелу, от 1,8 до 3 г/см³. Для среднего аэрозоля принимается значение $\rho_0 = 2,4$ г/см³. Плотность растворенной в воде фракции (ρ_s) вычислена в соответствии с массовыми концентрациями различных солей. Для растворимого аэрозоля среднее значение $\rho_s \approx 2$. Среднее значение относительной молекулярной массы растворимой в воде фракции $M_s = 100$. Включение органического растворимого компонента приводит к более высокому значению ($M_s = 145$) для континентального аэрозоля. Относительные молекулярные массы морских типов аэрозолей были получены из соответствующих значений для NaCl и континентальной растворимой фракции. Массовые доли растворимых и нерастворимых фракций различных типов сухого аэрозоля (воздушной массы) и значения параметров ρ_s , ρ_0 , M_s , b представлены в табл. 4.6.

Зависимость фактора роста r/r_0 от влажности при температуре 15°C для различных аэрозольных моделей и распределений по размерам затабулированы в табл. 4.7. Естественно ожидать, что рост частиц с увеличением влажности происходит в основном в области значений $f > 60\%$ для континентального аэрозоля и $f > 75\%$ для морского. Растворение морской соли при $f \approx 76\%$ приводит почти к двухкратному увеличению размера частиц. Наиболее выражен рост размеров частиц при $f > 90\%$.

Таблица 4.6

МАССОВЫЕ ДОЛИ ДЛЯ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ АЭРОЗОЛЯ И ИХ ПАРАМЕТРЫ

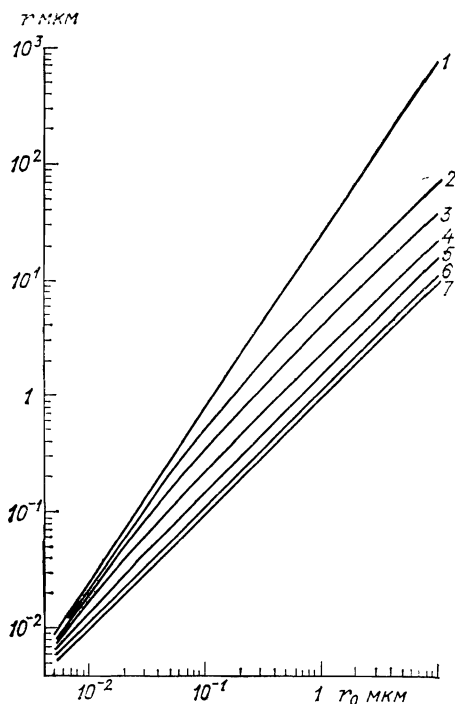
Тип аэрозоля	Фактор роста (по табл. 4.7)	Массовая доля фракций									
		раствори- мая в воде	нерастворимая в воде	морская соль	зола	E	ρ_s г/см ³	ρ_0 г/см ³	M_s	b	
Ядерная мода	1	0,8	0,2			0,8	2,0	2,2	100	20	
Аккумуляционная мода:											
средняя для Рура	2	0,7	0,3			0,7	2,0	2,2	100	20	
осредненная антропогенная	3 4	0,8 0,6	0,2 0,1		0,3	0,8 0,6	2,0 2,0	2,2 2,1	100 100	20 20	
Грубодисперсная мода:											
осредненная мода раство- римых частиц	5 6	0,4 0,8	0,6 0,2			0,4 0,8	2,0 2,0	2,65 2,2	100 100	20 20	
Фракция раство- римая	7	1,0				1,0	2,0	2,0	100	20	
Морской арктиче- ский	8	0,2	0,3	0,5		0,7	2,1	2,4	66,3	25,4	
Морской, атланти- ческий	9	0,4	0,4	0,2		0,6	2,05	2,45	80,8	22,5	
Морская раство- римая фракция	10	0,3		0,7		1,0	2,12	2,12	66,77	25,4	
Морская соль (NaCl)	11			1,0		1,0	2,17	2,17	58,45	27,6	
Средняя для Рура	12	0,7	0,3			0,7	2,0	2,2	100	20	

Таблица 4.7

ВЫЧИСЛЕННЫЕ ЗНАЧЕНИЯ ФАКТОРА РОСТА r/r_0 ПРИ ТЕМПЕРАТУРЕ 15 °С ДЛЯ РАЗЛИЧНЫХ АЭРОЗОЛЬНЫХ КОМПОЗИЦИЙ И РАСПРЕДЕЛЕНИЙ ПО РАЗМЕРАМ СУХИХ ЧАСТИЦ, А ТАКЖЕ ДЛЯ УВЛАЖНЕННЫХ ЧАСТИЦ

Тип частиц	Тонкодисперсная фракция частиц				Грубодисперсная фракция частиц							
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Растворимые в воде	0,8	0,7	0,8	0,6	0,4	0,8	1,0	0,2	0,4	0,3		0,7
Не растворимые в воде	0,2	0,3	0,2	0,1	0,6	0,2		0,3	0,4		1,0	0,3
Морская соль				0,3				0,5	0,2	0,7		
Зола	0,015	0,05	0,1	0,1	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	5,0
Сухие частицы												
Частицы при f (%) :												
20	1,007	1,007	1,009	1,006	1,005	1,009	1,010	1,004	1,005	1,005	1,000	1,008
30	1,016	1,026	1,031	1,014	1,019	1,032	1,036	1,014	1,020	1,017	1,000	1,028
40	1,047	1,047	1,055	1,040	1,034	1,056	1,063	1,024	1,042	1,030	1,000	1,049
50	1,077	1,077	1,090	1,066	1,057	1,092	1,104	1,042	1,068	1,052	1,000	1,081
60	1,127	1,130	1,150	1,112	1,098	1,155	1,173	1,075	1,114	1,092	1,000	1,138
70	1,215	1,225	1,260	1,197	1,176	1,268	1,297	1,260	1,238	1,311	1,000	1,241
75	1,313	1,333	1,382	1,294	1,265	1,394	1,433	1,512	1,404	1,598	1,000	1,356
76	1,354	1,376	1,429	1,333	1,302	1,443	1,485	1,694	1,510	1,801	1,929	1,402
80	1,454	1,487	1,554	1,436	1,398	1,572	1,623	1,785	1,611	1,902	2,016	1,522
85	1,536	1,589	1,670	1,534	1,493	1,695	1,754	1,918	1,727	2,049	2,167	1,637
90	1,655	1,746	1,851	1,687	1,645	1,888	1,958	2,136	1,919	2,287	2,415	1,819
95	1,900	2,093	2,256	2,034	1,999	2,328	2,422	2,616	2,355	2,810	2,955	2,237
96	1,982	2,221	2,421	2,166	2,138	2,498	2,600	2,803	2,524	3,013	3,166	2,399
97	2,093	2,403	2,629	2,357	2,343	2,747	2,861	3,072	2,767	3,305	3,467	2,637
98	2,244	1,679	2,971	2,654	2,674	3,146	3,279	3,500	3,164	3,768	3,950	3,019
99	2,489	3,198	3,658	3,249	3,382	3,994	4,167	4,408	3,999	4,740	4,971	3,834
99,5	2,680	3,726	4,435	3,915	4,284	5,071	5,291	5,567	5,061	6,003	6,249	4,873
99,8	2,987	4,526	5,729	5,010	6,027	7,149	7,464	7,704	7,074	8,311	8,564	6,892
100	3,245	5,575	8,432	7,136	29,275	37,722	40,212	41,209	36,790	46,128	47,776	55,791

На рис. 4.2. иллюстрируются результаты расчетов зависимости равновесного радиуса частиц r при различных значениях относительной влажности от радиуса r_0 для сухой частицы. Рассмотрена модель аэрозоля, скомпонованная на 80 % растворимой в воде фракцией и на 20 % нерастворимой в воде фракцией. Характерно, что тонкодисперсный аэрозоль с увеличением влажности атмосферы изменяет свои размеры в меньшей степени, чем грубодисперсная его мода. Последнее означает, что тонкодисперсная мода аэрозоля с увеличением влажности в меньшей степени изменяет свои свойства, чем грубодисперсная мода. Сравнения с экспериментальными данными для морского аэрозоля показали, что зависимость скорости роста размера частиц от влажности лучше согласуется для модели 8 морского аэрозоля (см. табл. 4.7):



Полученные данные о зависимости размеров частиц, а следовательно, и оптических постоянных аэрозоля от влаж-

Рис. 4.2. Расчетные зависимости равновесного радиуса частицы при различных значениях относительной влажности от радиуса сухой частицы.

1) 100 %; 2) 99,8 %; 3) 99 %; 4) 95 %; 5) 80 %; 6) 60 %; 7) 0 %.

ности были использованы в [233] для выявления зависимости спектральных коэффициентов ослабления в различных аэрозольных моделях над континентами и океаном.

В табл. 4.8 представлены эквивалентные значения относительной влажности, для которых дальность видимости S_m при различных типах воздушных масс становится равной 2, 5, 15 и 50 км. Эти данные являются ориентировочными и лишь грубо характеризуют зависимость дальности видимости от влажности и типа воздушной массы.

Расчеты спектральных коэффициентов ослабления, выполненные в [233], показали, что основным фактором, влияющим на спектральный ход коэффициента аэрозольного ослабления, является рост частиц с увеличением влажности, в то время как изменения показателя преломления в большей степени сказываются на спектральной структуре σ_a в области $\lambda > 2,5$ мкм.

Таблица 4.8

ЭКВИВАЛЕНТНЫЕ ЗНАЧЕНИЯ ОТНОСИТЕЛЬНОЙ ВЛАЖНОСТИ, ДЛЯ КОТОРЫХ ДАЛЬНОСТИ ВИДИМОСТИ S_m СТАНОВЯТСЯ РАВНЫМИ 2, 5, 15 и 50 (МОДЕЛИ АЭРОЗОЛЯ СООТВЕТСТВУЮТ ВОЗДУШНЫМ МАССАМ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ)

Тип воздушной массы	S_m км	σ_a км ⁻¹	Мода	Номер фракции по табл. 4.7	n	N см ⁻³	r_{m_0} мкм	ln (S , G)	S_m км		
									2	5	50
Континентальный тропический воздух	25	0,148	Ac Cp	4 5	0,9999 0,0001	$1,8 \cdot 10^4$ 1,8	0,02 0,5	0,85 0,80	98,7	96,5	84
Морской тропический воздух	30	0,123	Ac Cp	3 9	0,9995 0,0005	$5,0 \cdot 10^3$ 2,5	0,03 0,6	0,80 0,80	99	97	86
Континентальный полярный воздух	35	0,105	Ac Cp	3 5	0,999 0,001	$3,7 \cdot 10^3$ 3,7	0,035 0,5	0,75 0,80	99,2	97,5	89
Морской полярный воздух	40	0,092	Ac Cp	3 9	0,998 0,002	$1,95 \cdot 10^3$ 3,9	0,04 0,6	0,70 0,80	99,4	98	91
Морской арктический воздух	60	0,062	Ac Cp	3 8	0,99 0,01	$3,8 \cdot 10^2$ 3,8	0,045 0,6	0,70 0,80	99,7	99	95
											73

Примечание. n — относительные доли числа частиц аккумуляционной (Ac) и грубодисперсной (Cp) мод; N — число частиц; r_{m_0} — модальный радиус сухого аэрозоля; ln (S , G) — стандартное отклонение ln r ; S_m — средняя дальность видимости для данного типа воздушной массы.

Увеличение влажности приводит к сглаживанию спектральной структуры σ_a и при высоких значениях влажности ($>95\%$) спектральная структура σ проявляется слабо.

К результатам, полученным в [233], следует относиться осторожно, так как моделирование роста частиц с изменением влажности в [233] не учитывает влияния радиационного обмена в аэрозольном облаке и изменений турбулизованности воздушной массы при вариациях влажности. Увеличение влажности, как правило, вызвано понижением температуры воздушной массы. Последнее приводит к уменьшению вертикальной составляющей турбулентного обмена, стоку крупнодисперсной фракции аэрозоля на подстилающую поверхность и обеднению аэрозоля крупнодисперсной фракцией. Вследствие этого увеличение влажности часто приводит не к росту замутненности вертикальной оптической толщи атмосферы, а к ее уменьшению. Именно вариациями турбулизованности воздуха объясняются суточные вариации степени замутненности атмосферы и часто наблюдаемые минимумы мутности атмосферы в ночные и утренние часы летнего сезона года. С другой стороны, в условиях большой турбулизованности воздуха сильного роста частиц с увеличением влажности воздуха не наблюдается, что обусловлено удалением влаги из частиц атмосферного аэрозоля за счет усиленного испарения. Последним обстоятельством можно объяснить тот факт, что в ветренную погоду даже при высокой влажности туманы и туманная дымка образуются сравнительно редко.

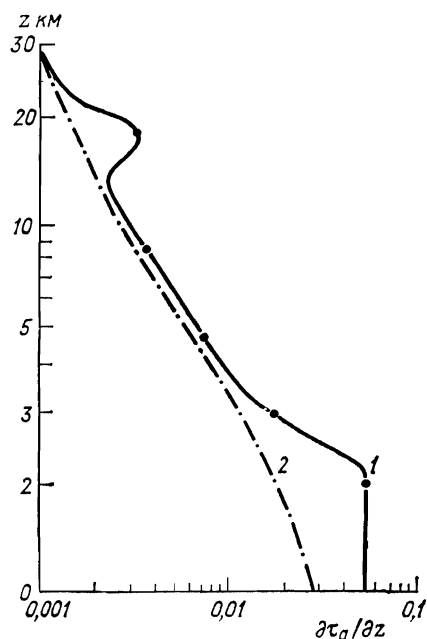
К. Я. Кондратьевым, Н. И. Москаленко, В. Ф. Терзи разработано моделирование оптических характеристик аэрозоля, включая коэффициенты аэрозольного ослабления, поглощения и рассеяния, индикатрисы рассеяния для неполяризованного излучения, индикатрисы рассеяния для параллельной и перпендикулярной составляющих вектора электромагнитного поля излучения. Построение моделей аэрозоля выполняется с помощью ЭВМ путем задания вертикальных профилей различных компонентов аэрозоля, микроструктура которых определяется суперпозицией различных гамма-распределений. Моделирование предлагает построение зональных моделей оптических характеристик аэрозоля с учетом суточных и сезонных вариаций атмосферного аэрозоля и степени турбулизованности воздушной массы в зоне активного турбулентного обмена.

На рис. 4.3 представлена модель вертикальной структуры оптической плотности атмосферного аэрозоля для средней глобальной модели атмосферы [22]. В вертикальном профиле аэрозоля выделена тонкодисперсная фракция аэрозоля, представляющая собой фоновый аэрозоль (ядерная мода), которая включает 80 % частиц газохимического происхождения (сульфаты, органическая компонента, частицы сажи и 20 % частиц мелкодисперсной пыли). В табл. 4.9 затабулированы спектральные коэффициенты поглощения, рассеяния и ослабления, а также и индикатрисы рассеяния для фонового аэрозоля. Предполагается, что химический

состав и микроструктура тонкодисперсной фракции фонового аэрозоля не зависит от высоты. Тропосферный аэрозольный слой (зона активного турбулентного обмена) по оптической плотности представлен 40 %-ной минеральной пылью, 20 %-ным концентрированным водным раствором сульфатов, 20 %-ным промышленным аэрозолем и 20 %-ной морской солью. По сравнению с моделью, описанной в [233], морской аэрозоль в нашей модели обогащен сульфатами $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ и вследствие этого имеет оптические характеристики, отличные от значений, представленных в табл. 4.4. Средняя и верхняя тропосфера обогащена сульфатами $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$, коэффициенты поглощения, рассеяния и ослабления которого для принятой модели микроструктуры затабулированы по спектру длин волн от 0,3 до 40 мкм (табл. 4.10). Стратосферный аэрозольный слой содержит в основном частицы 75 %-ного раствора H_2SO_4 . Оптические характеристики концентрированного раствора сульфатов не

Рис. 4.3. Модель (1) вертикальной структуры оптической плотности атмосферного аэрозоля для средней глобальной модели атмосферы.

2 — вертикальный ход тонкодисперсной фракции.



сильно отличаются от соответствующих сухой фракции сульфатов (табл. 4.10).

Предложенная нами среднеглобальная модель атмосферного аэрозоля несколько отличается от модели Туна и Поллака [286] как по химическому составу, так и по микроструктурным и оптическим характеристикам. Наличие в модели тонкодисперсной фракции фонового аэрозоля и фракции промышленного аэрозоля приводит к тому, что аэрозоль по нашей модели является более поглощающим в видимой и ближней инфракрасной областях спектра.

Микроструктура, химический состав и вертикальные профили концентрации аэрозоля имеют значительные пространственно-временные вариации. С целью учета влияния изменчивости поля аэрозоля на лучистый теплообмен в настоящее время приемлемо построение аэрозольных моделей для различных регионов (см.

Таблица 4.9

коэффициенты ослабления (σ_a), рассеяния (σ_s) и поглощения (σ_a^a) и нормированная индикатриса рассеяния $f(\theta)$ для фонового аэрозоля

λ	0,13	0,3	0,55	1,0	2,0	2,5	4,0	4,5	6,0	6,5	7,2	7,9	8,5	9,0	11	13	15	20
σ_a	2,800	1,999	1,000	0,250	0,122	0,148	0,087	0,130	0,153	0,270	0,259	0,388	0,390	0,576	0,142	0,206	0,228	0,265
σ_a^s	2,510	1,391	0,780	0,078	0,005	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
σ_a^a	0,290	0,608	0,220	0,172	0,117	0,146	0,087	0,130	0,153	0,270	0,259	0,388	0,390	0,576	0,142	0,206	0,228	0,265

 $f(\theta)$

0	506	0	253	0	158	0	496	1	891	2	301	2	654	3	225	3	742	4	217	4	908	5	215	5	423	4	178	4	147	4	271	5	466	5	912	6
5	502	0	251	0	157	0	492	1	891	2	300	2	651	3	224	3	740	4	216	4	904	5	213	5	422	4	177	4	146	4	270	5	465	5	908	6
10	484	0	242	0	154	0	486	1	874	2	296	2	644	3	222	3	731	4	213	4	895	5	212	5	417	4	175	4	145	4	267	5	459	5	898	6
25	384	0	192	0	136	0	444	1	808	2	274	2	595	3	204	3	676	4	197	4	827	5	196	5	386	4	162	4	134	4	247	5	424	5	830	6
40	262	0	131	0	109	0	378	1	694	2	207	2	517	3	179	3	588	4	172	4	721	5	170	5	336	4	141	4	117	4	215	5	370	5	723	6
55	163	0	812	1	816	1	305	1	580	2	197	2	432	3	148	3	492	4	144	4	604	5	143	5	281	4	118	4	979	5	180	5	310	5	606	6
70	998	1	499	1	592	1	245	1	482	2	164	2	382	3	125	3	423	4	120	4	505	5	119	5	236	4	991	5	921	5	151	5	260	5	509	6
85	648	1	324	1	449	1	209	1	429	2	147	2	325	3	113	3	372	4	109	4	456	5	108	5	213	4	852	5	740	5	187	5	235	5	459	6
90	574	1	287	1	420	1	203	1	424	2	145	2	323	3	111	3	369	4	108	4	425	5	107	5	211	4	845	5	734	5	136	5	233	5	456	6
100	470	1	235	1	386	1	201	1	432	2	148	2	331	3	115	3	379	4	110	4	467	5	110	5	217	4	912	5	756	5	139	5	240	5	469	6
130	356	1	178	1	419	1	252	1	578	2	200	2	451	3	157	3	519	4	151	4	634	5	151	5	297	4	119	4	103	4	192	5	329	5	644	6
155	352	1	176	1	497	1	311	1	737	2	256	2	580	3	201	3	668	4	194	4	821	5	194	5	383	4	154	4	265	5	247	5	423	5	830	6
165	358	1	177	1	518	1	327	1	781	2	271	2	615	3	213	3	710	4	207	4	870	5	206	5	406	4	163	4	142	4	261	5	449	5	880	6
175	358	1	179	1	525	1	336	1	803	2	279	2	634	3	219	3	731	4	213	4	897	5	212	5	484	4	167	4	146	4	269	5	463	5	907	6
180	394	1	179	1	531	1	337	1	806	2	280	2	628	3	221	3	733	4	214	4	900	5	213	5	420	4	169	4	146	4	293	5	465	5	911	6

Таблица 4.10

НОРМИРОВАННЫЕ НА ОПТИЧЕСКУЮ ПЛОТНОСТЬ ПРИ $\lambda=0,55$ мкм КОЭФФИЦИЕНТЫ
ОСЛАБЛЕНИЯ (σ_a), РАССЕЯНИЯ (σ_a^s) И ПОГЛОЩЕНИЯ (σ_a^a) ЧАСТИЦ СУЛЬФАТА
АММОНИЯ ТРОПОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ

λ мкм	σ_a	σ_a^a	σ_a^s	λ мкм	σ_a	σ_a^a	σ_a^s
0,3	1,4	0,046	1,354	7,1	0,464	0,404	0,060
0,55	1,0	0,040	0,960	7,2	0,460	0,404	0,056
1,0	0,64	0,030	0,610	7,3	0,204	0,139	0,065
2,0	0,34	0,030	0,310	7,6	0,090	0,048	0,042
2,5	0,27	0,034	0,236	8,0	0,069	0,041	0,028
2,6	0,215	0,043	0,172	8,3	0,077	0,060	0,017
2,7	0,257	0,080	0,177	8,5	0,277	0,269	0,008
2,8	0,404	0,282	0,122	8,7	0,697	0,668	0,029
2,9	0,635	0,556	0,079	9,0	0,267	0,091	0,176
2,95	0,82	0,772	0,048	9,2	0,223	0,113	0,110
3,0	0,904	0,800	0,104	9,6	0,148	0,100	0,048
3,1	0,664	0,620	0,044	10,0	0,109	0,070	0,039
3,2	0,359	0,244	0,115	11,0	0,070	0,022	0,048
3,35	0,290	0,082	0,208	13,0	0,041	0,009	0,032
3,5	0,255	0,050	0,205	15,0	0,035	0,015	0,020
4,0	0,167	0,021	0,146	15,5	0,035	0,017	0,018
4,5	0,127	0,014	0,113	16,0	0,064	0,056	0,008
5,0	0,118	0,034	0,084	16,5	0,076	0,058	0,016
5,5	0,102	0,040	0,062	17,0	0,066	0,019	0,047
6,0	0,101	0,056	0,045	18,0	0,037	0,016	0,021
6,1	0,105	0,062	0,043	20,0	0,029	0,013	0,016
6,3	0,109	0,074	0,025	25,0	0,019	0,012	0,007
6,5	0,108	0,092	0,016	30,0	0,016	0,011	0,005
6,8	0,210	0,201	0,009	35,0	0,015	0,010	0,005
7,0	0,314	0,250	0,064	40,0	0,018	0,006	0,012

Таблица 4.11

НОРМИРОВАННЫЕ НА ОПТИЧЕСКУЮ ПЛОТНОСТЬ ПРИ $\lambda=0,55$ мкм КОЭФФИЦИЕНТЫ
ОСЛАБЛЕНИЯ (σ_a), РАССЕЯНИЯ (σ_a^s) И ПОГЛОЩЕНИЯ (σ_a^a) РАСТВОРИМЫХ
ЧАСТИЦ ТРОПОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ [32]

λ мкм	σ_a	σ_a^a	σ_a^s	λ мкм	σ_a	σ_a^a	σ_a^s
0,3	1,400	0,046	1,354	7,1	0,242	0,202	0,040
0,55	1,000	0,040	0,960	7,2	0,242	0,202	0,040
1,0	0,640	0,030	0,610	7,3	0,117	0,072	0,045
2,0	0,340	0,030	0,310	7,6	0,097	0,065	0,032
2,5	0,280	0,044	0,236	8,0	0,089	0,062	0,027
2,6	0,262	0,089	0,173	8,3	0,131	0,120	0,011
2,7	0,318	0,141	0,177	8,5	0,227	0,209	0,018
2,8	0,314	0,142	0,172	8,7	0,416	0,334	0,082
2,9	0,377	0,248	0,129	9,0	0,301	0,175	0,126
2,95	0,540	0,432	0,108	9,2	0,273	0,183	0,090

λ мкм	σ_a	σ_a^a	σ_a^s	λ мкм	σ_a	σ_a^a	σ_a^s
3,0	0,548	0,443	0,104	9,6	0,188	0,140	0,048
3,1	0,426	0,342	0,084	10,0	0,090	0,051	0,039
3,2	0,305	0,100	0,205	11,0	0,090	0,042	0,048
3,35	0,249	0,041	0,208	13,0	0,061	0,027	0,034
3,5	0,220	0,025	0,195	15,0	0,074	0,054	0,020
4,0	0,151	0,011	0,140	15,5	0,078	0,060	0,018
4,5	0,132	0,019	0,113	16,0	0,084	0,066	0,018
5,0	0,114	0,030	0,084	16,5	0,086	0,068	0,018
5,5	0,092	0,028	0,064	17,0	0,085	0,068	0,017
6,0	0,085	0,040	0,045	18,0	0,077	0,056	0,021
6,1	0,083	0,040	0,043	20,0	0,066	0,050	0,016
6,3	0,063	0,038	0,025	25,0	0,072	0,060	0,012
6,5	0,058	0,042	0,016	30,0	0,076	0,066	0,010
6,8	0,110	0,101	0,009	35,0	0,079	0,071	0,008
7,0	0,161	0,125	0,036	40,0	0,084	0,076	0,008

Примечание. Массовая доля в растворимой фракции составляет 2,5 % для $ZiCl$, $CaCl_2$, $MgCl_2$, NH_4HSO_4 , $Zn(NO_3)_2$, 5 % для NH_3NO_3 , $NaNO_3$, $NaCl$, NH_4Cl , KCl , Na_2SO_4 , $MgSO_4$, KNO_3 , 47,5 % для $(NH_4)_2SO_4$.

п. 3.3) с учетом подстилающей поверхности как основного источника и места стока аэрозолей. Оптические характеристики аэрозольных образований для различных моделей аэрозоля были вычислены нами в области спектра 0,2—40 мкм. Ниже мы рассмотрим наиболее контрастные модели атмосферного аэрозоля, разработанные нами для морских акваторий в условиях отсутствия пылевого выноса и с учетом пылевого выноса над океаном, различные модели аэрозоля над аридными и субаридными регионами в условиях отсутствия пылевой бури и для разных типов пылевых бурь, континентальный аэрозоль для средних широт, аэрозольные модели для прибрежных зон и районов, подверженных сильному антропогенному воздействию.

На рис. 4.4 представлена оптическая модель структурных характеристик тропосферного аэрозоля для летних условий в средних широтах. Она включает вертикальные профили оптической плотности фонового аэрозоля, представленного его тонкодисперсной фракцией, растворимых соединений солей (в основном $(NH_4)_2SO_4$), фракций грубодисперсного пылевого аэрозоля и пылевого аэрозоля средней дисперсности. Оптические характеристики фонового тонкодисперсного аэрозоля затабулированы в табл. 4.9, а солевого — в табл. 4.11. Грубодисперсная фракция пылевого аэрозоля отвечает модели 9 микроструктуры (по табл. 2.6), а фракция средней дисперсности — модели 3 (по табл. 2.6).

На рис. 4.5 рассмотрена модель атмосферного аэрозоля для ночных часов в зоне активного турбулентного обмена. Вследствие уменьшения восходящего потока воздуха вертикальный профиль оптической плотности аэрозоля для послеполуденного времени (кривая 5) значительно трансформируется. Грубодисперсная

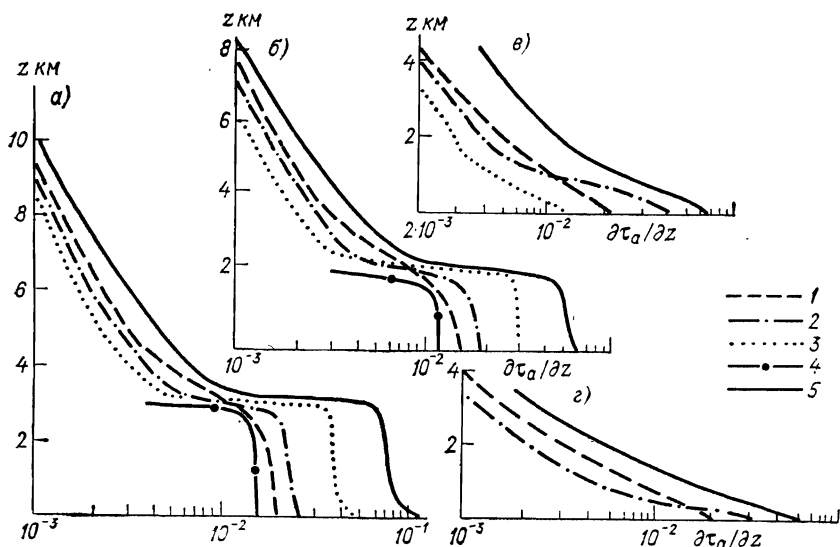


Рис. 4.4. Вертикальная структура оптической плотности для средних широт (а — лето, б — весна—осень, в — зима) и Арктики (г).

1 — тонкодисперсная фракция фоновое аэрозоля; 2 — растворимая фракция атмосферного аэрозоля; 3, 4 — различные фракции пылевого аэрозоля; 5 — вертикальная структура.

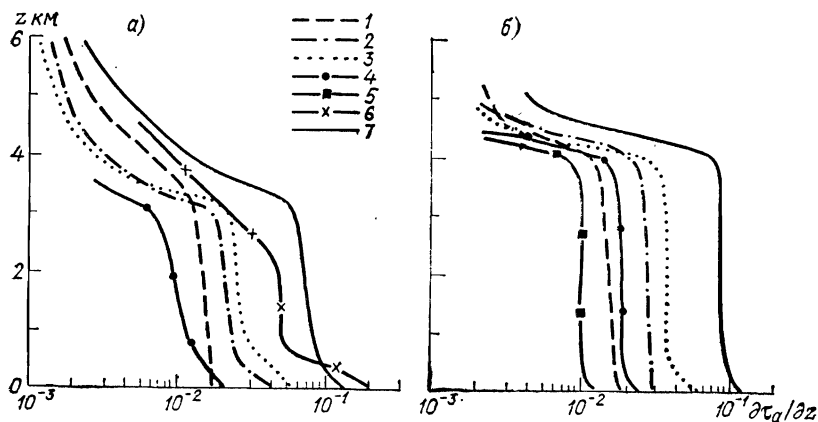


Рис. 4.5. Модели вертикальной структуры (б) оптической плотности аэрозоля в зоне активного турбулентного обмена над аридными и субаридными регионами для устойчивых погодных условий лета.

а — послеполуденный период, б — ночь; 1 — тонкодисперсная фракция фоновое аэрозоля; 2 — растворимая фракция атмосферного аэрозоля; 3, 4, 5 — различные фракции пылевого аэрозоля; 7 — вертикальный профиль оптической плотности в ранние утренние часы.

фракция пылевого аэрозоля выпадает, а фракции средней дисперсности солей и минеральной пыли (субмикронная фракция) опускаются, повышая плотность аэрозоля в приземном слое атмосферы. Можно полагать, что в ранние утренние часы оптическая толщина аэрозоля будет минимальной. В безветренную погоду в утренние часы для субаридных регионов оптическая толщина атмосферного аэрозоля может уменьшаться в три раза по отношению к максимальной за счет стока атмосферного аэрозоля на подстилающую поверхность.

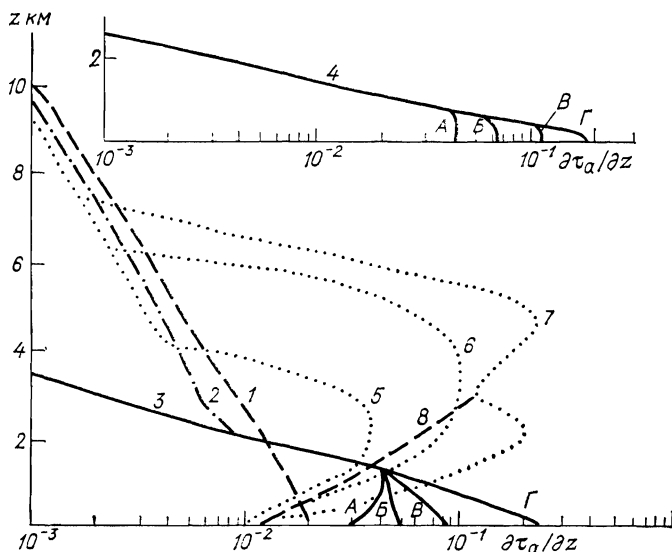


Рис. 4.6. Модели вертикальных профилей структуры оптической плотности для фракций тонкодисперсного фоновых (1), среднего глобального солевого (2), морского (3) и пылевого (5—8) аэрозолей над Атлантическим океаном при влажности атмосферы $f < 75\%$.

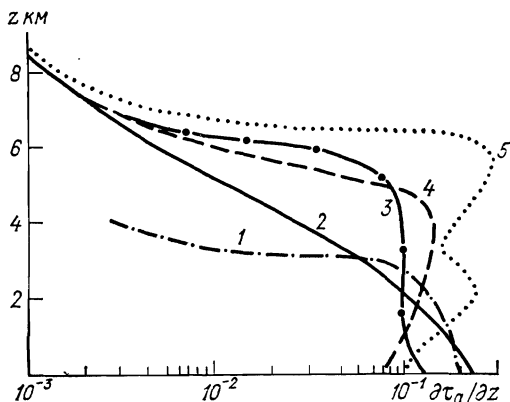
4 — осенние или весенние условия при $f > 75\%$ для морского аэрозоля.

На рис. 4.6 предложены оптические модели атмосферного аэрозоля над Атлантическим океаном. Кривые 3 представляют вертикальный профиль оптической плотности морского аэрозоля в штилевых условиях (A), при скорости ветра 5 м/с (B), 10 м/с (B) и 15 м/с (Г). Кривые 5—8 представляют вклады пылевого аэрозоля в условиях слабого, среднего и сильных пылевых выносов. Для минеральной фракции пылевого аэрозоля характерно уменьшение концентрации пыли вследствие ее стока на водную поверхность. Высота максимума концентрации пыли зависит от интенсивности пылевого выноса. Для обычных средних условий максимальная концентрация пылевого облака приходится на высоту $z_m = 2 \dots 3$ км. Для пылевой бури средней интенсивности $z_m \approx$

≈ 4 км, а для сильной бури $z_m \approx 5 \dots 6$ км. Для сильных пылевых бурь оптическая толщина аэрозоля может достигать значения $\approx 1,2$. Вымывание пыли облачностью определяет формирование минимума концентрации пылевого облака на высоте 3 км. После частичного вымывания пылевого облака профиль его концентрации эволюционирует в кривую 6.

На рис. 4.7 в графической форме представлена модель вертикальной структуры оптической плотности пылевого аэрозоля для различных пылевых бурь над континентами. Кривая 1 отвечает пылевой буре средней интенсивности в штормовой зоне. Для этого типа бурь вертикальная структура плотности аэрозоля в зоне

Рис. 4.7. Модель вертикальной структуры оптической плотности пылевого аэрозоля для различных пылевых бурь над континентами.



активного турбулентного обмена уменьшается с высотой, что обусловлено небольшой вертикальной составляющей восходящего потока воздуха. Кривые 2, 3, 4 представляют модели вертикального профиля оптической плотности пылевого аэрозоля на начальном этапе развития и на стадиях максимального развития и начала затухания пылевой бури средней интенсивности. В стадии развития пылевой бури вертикальный профиль концентрации пыли близок к экспоненциальному. В стадии максимального развития концентрация пыли в зоне активного турбулентного обмена изменяется слабо. В стадии затухания пылевой бури крупные частицы выпадают на подстилающую поверхность и при движении потока концентрация грубодисперсной фракции аэрозоля пылевого облака уменьшается. Кривая 5 представляет вертикальный профиль оптической плотности интенсивной сахарской пылевой бури. Вследствие сильных восходящих потоков максимальная концентрация пылевого облака достигается на высотах 5—6 км.

На рис. 4.8 предложена оптическая модель атмосферного аэрозоля для прибрежных районов тропиков в зоне активного турбулентного обмена. Она включает вертикальные профили оптической плотности для тонкодисперсной фракции аэрозоля, сульфатного аэрозоля, морского аэрозоля, грубодисперсной фракции

пылевого аэрозоля и пылевого аэрозоля средней дисперсности. Если над океаном концентрация пыли в зоне активного турбулентного обмена уменьшается с высотой, то в прибрежных зонах концентрация частиц морской соли при $z < 1,5$ км уменьшается с понижением высоты. Последнее обусловлено стоком морского аэрозоля на подстилающую поверхность, а также подъемом частиц морской соли на большие высоты восходящим потоком

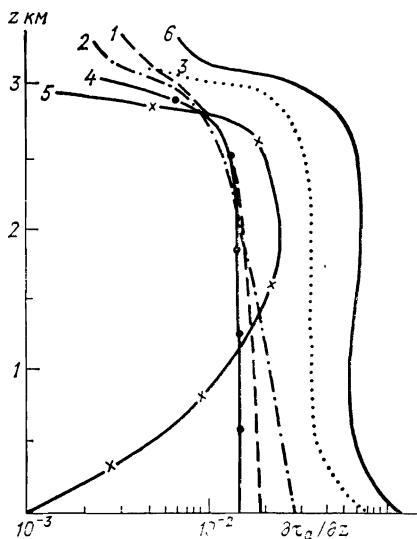


Рис. 4.8. Оптическая модель атмосферного аэрозоля для прибрежных районов тропиков в зоне активного турбулентного обмена при ветре с моря.

1 — фоновая тонкодисперсная фракция, 2 — солевая фракция фоновых аэрозолей, 3 — нерастворимая фракция континентального аэрозоля, 4, 5 — фракция морского солевого аэрозоля, 6 — вертикальный профиль оптической плотности.

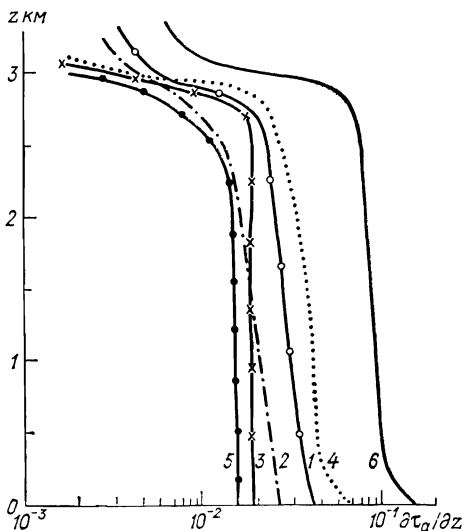


Рис. 4.9. Оптическая модель аэрозоля в зоне активного турбулентного теплообмена (лето) для промышленных районов.

1 — фоновый тонкодисперсный аэрозоль; 2 — солевая фракция фоновых аэрозолей; 3, 4 — фракции средней дисперсности пылевого и промышленного аэрозолей; 5 — грубодисперсная фракция промышленного аэрозоля; 6 — вертикальный профиль оптической плотности.

воздуха над континентом вследствие роста вертикальной составляющей турбулизированности воздуха.

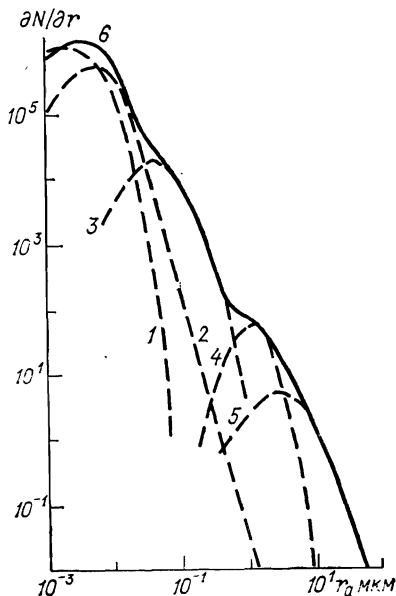
На рис. 4.9 дана оптическая модель аэрозоля в зоне активного турбулентного обмена (лето) для промышленных районов. Она включает фоновый аэрозоль, сульфатный аэрозоль фракции средней и грубой дисперсности промышленного аэрозоля. Оптические характеристики промышленного аэрозоля могут сильно различаться в разных районах в зависимости от степени и характера антропогенных загрязнений.

На рис. 4.10 дан пример построения модели микрофизических характеристик атмосферного аэрозоля для субаридного региона в зоне активного турбулентного обмена. Можно полагать, что

фракция 2, отвечающая растворимому солевому аэрозолю, наиболее стабильна и ее вертикальный профиль слабо зависит от времени суток и сезона. Ядерная мода 1 является результатом атмосферных фотохимических превращений в газовой фазе. Микроструктура и оптические свойства пылевого аэрозоля определяются состоянием подстилающей поверхности и степенью турбулизованности атмосферы в зоне активного турбулентного обмена. При относительной влажности $< 75\%$ ее влиянием на оптические характеристики можно пренебречь. Фракции 3, 4 и 5 отвечают моделям микроструктуры 3, 9 и 10 (см. табл. 2.6). Уменьшение концентраций для моделей 9 и 10 микроструктуры пылевого аэрозоля соответствует процессу его стока на подстилающую поверхность. Увеличение концентрации пылевого аэрозоля отвечает процессу его генерации, переносу и перемешиванию в зоне активного турбулентного обмена. Фракции 9 и 10 пылевого аэрозоля для аридных и субаридных регионов являются наиболее нестабильными и их вклад в пе-

Рис. 4.10. Пример построения модели микрофизических характеристик атмосферного аэрозоля для субаридного региона.

1 — фракция фонового аэрозоля, 2 — растворимая фракция, 3—5 — различные фракции пылевого аэрозоля, 6 — общее распределение числа частиц по размерам.



ренос видимого и ИК излучения претерпевает значительные суточные и сезонные вариации. Значительные увеличения спектральной прозрачности атмосферы в предутренние и ранние утренние часы в аридных и субаридных регионах обусловлены стоком грубодисперсной фракции пылевого аэрозоля на подстилающую поверхность.

На рис. 3.1 и 4.4 иллюстрируются оптические модели атмосферы для арктической воздушной массы и зимних условий для средних широт. Для этих моделей характерно присутствие фракции тонкодисперсного аэрозоля, сульфатного аэрозоля и аэрозоля средней дисперсности.

Представленные на рис. 4.4—4.11 оптические модели отражают оптические свойства атмосферного аэрозоля при влажности $f < 75\%$. Влияние влажности на микроструктуру и оптические характеристики аэрозоля при $f > 75\%$ можно определить по результатам исследований [233, 297]. Выполненные нами модельные

расчеты оптических характеристик атмосферного аэрозоля при высоких влажностях показывают, что конденсационный рост частиц над континентами в меньшей степени проявляется на фракциях тонкодисперсного фоновых и среднего глобального солевого аэрозолей. Конденсационные эффекты преобладают на более грубодисперсных фракциях пылевого и солевого аэрозолей

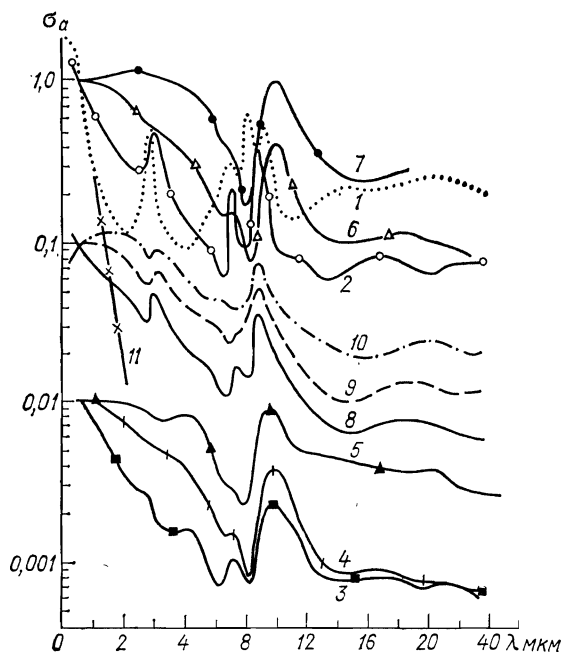


Рис. 4.11. Спектральные коэффициенты ослабления σ_a , нормированные на оптическую плотность при $\lambda=0,55$ мкм.

1—10 — различные фракции атмосферного аэрозоля, (3, 5, 7 — смещены на два порядка величины); 11 — рэлеевское рассеяние.

преимущественно в условиях безветренной погоды. Увеличение влажности атмосферы в условиях присутствия континентальной пыли приводит к росту замутненности атмосферы, увеличению вытянутости индикатрис рассеяния, уменьшению поглощения излучения в видимом и ближнем ИК диапазонах спектра.

Простые модели морского аэрозоля, рассмотренные Б. Нильсоном [233], не могут адекватно описать оптические характеристики морского аэрозоля в зависимости от метеоусловия атмосферы. Особенно сильно зависит микроструктура и концентрация морского аэрозоля от скорости ветра и влажности атмосферы при ($f > 75\%$). Учет этих двух факторов должен осуществляться одновременно. Хотя ранее и делались попытки описать микро-

структуру аэрозоля простыми зависимостями, однако первую параметризацию микроструктуры и химического состава морского аэрозоля в зависимости от метеоусловия атмосферы мы встречаем в работе В. Уелса и др. [297]. В [297] модель морского аэрозоля описывает распределение числа частиц по размерам как функцию скорости ветра v , относительной влажности f , высоты z над уровнем моря до 5 км, дальности видимости S_m на уровне моря. Предполагается, что частицы, генерируемые морской поверхностью, и представляют собой ансамбль сферических частиц полидисперсной микроструктуры, для которого спектральные коэффициенты ослабления (σ_a), рассеяния (σ_a^s) и поглощения (σ_a^a) вычисляются по теории Ми. Микроструктура морского аэрозоля и оптические постоянные морской соли и солевого раствора оказываются зависящими от влажности и скорости ветра.

Если $N(r)$ — полное число частиц в единице объема, то распределение числа частиц по размерам в [297] предложено описать функцией

$$\frac{\partial N}{\partial (\log r)} = ar^2 \exp(-br^c), \quad (4.7)$$

где параметр a — функция скорости ветра, а c зависит от относительной влажности и скорости ветра. Зависимости $a(v)$ и $c(v, f)$ были найдены путем эмпирической подгонки по соотношениям

$$a = k_1 + k_2 v^\delta, \quad (4.8)$$

$$c = d + p v^q, \quad (4.9)$$

где параметры $k_1, k_2, \delta, d, p, q$ есть константы. В соответствии с результатами [297],

$$a = \begin{cases} 2,5(2) + 7,5(2) v^{1,16}, & v < 7 \text{ м/с}, \\ 6,9(3) v^{0,29}, & v > 7 \text{ м/с}; \end{cases} \quad (4.10)$$

$$c(v) = 0,384 - 2,93(-3) v^{1,25}. \quad (4.11)$$

Эти соотношения отражают тот факт, что при скорости ветра более 7 м/с волнение морской поверхности приводит к появлению барашков, которые являются причиной сильного увеличения числа гигантских частиц с возрастанием скорости ветра. Ниже этой скорости ветра микроструктура морского аэрозоля мало отличается от микроструктуры континентального аэрозоля.

Рост частиц в зависимости от относительной влажности параметризован уравнениями

$$r(f) = r_0 F, \quad (4.12)$$

$$F = 1 - 0,9 \ln[1 - f/100]. \quad (4.13)$$

Для описания скорости роста размеров частиц с увеличением относительной влажности может использоваться также и соотношение (4.6).

Распределение числа частиц по высотам предполагает изменение концентраций и микроструктуры аэрозоля с высотой для солевого, пылевого и мелкодисперсного континентального аэрозоля. Вертикальный профиль концентраций различных фракций аэрозоля описывается экспоненциальным соотношением, шкала высот h в котором зависит от высоты z . В табл. 4.12 приведены шкалы высот h_c и h_m для трех диапазонов размеров частиц континентального и морского аэрозоля соответственно на различных высотах над уровнем моря.

Таблица 4.12

ШКАЛЫ ВЫСОТ ДЛЯ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ПРОФИЛЕЙ
КОНЦЕНТРАЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО (h_c) И МОРСКОГО
(h_m) АЭРОЗОЛЯ

z км	r мкм			
	<10 ⁻¹	10 ⁻¹ — 10 ⁰	>10 ⁰	>10 ⁰
	h_c, h_m	h_c, h_m	h_c	h_m
0	0,81	0,28	—0,63	0,80
1	0,81	0,30	—0,89	0,80
2	0,81	0,33	—1,68	0,80
3	0,86	0,41	—2,49	0,80
4	0,95	0,47	—3,28	0,80
5	1,09	0,57	—4,06	0,80

Для грубодисперсной фракции континентального (пылевого) аэрозоля шкала высот h_c принимает отрицательное значение. Это означает, что с понижением высоты концентрация пылевого аэрозоля уменьшается.

На рис. 4.12 иллюстрируются зависимости микроструктуры морского аэрозоля для различных скоростей ветра над океаном по данным моделирования [297] при относительной влажности 80 %. С увеличением скорости ветра происходит не только увеличение числа частиц, но и преимущественный рост числа гигантских частиц.

Следует отметить, что вертикальный профиль плотности морского аэрозоля должен зависеть также от степени турбулизованности морского воздуха в приповерхностном слое над океаном, определяющими генерацию и сток аэрозоля. При влажности атмосферы <75 % концентрация морского аэрозоля и его оптическая толщина будут меньше для холодных районов и больше для теплых районов. Аэрозоль в зоне турбулентного обмена для холодных районов должен содержать и меньшее число гигантских частиц. Над полярными районами грубодисперсная фракция аэрозоля может присутствовать в незначительных количествах. Для арктической воздушной массы основными составляющими аэрозоля являются тонкодисперсный фоновый и сульфатный аэрозоль.

Источником последнего может служить перенос в тропосферу стратосферного аэрозоля в результате циркуляции воздушных масс.

При разработке моделирования оптических свойств стратосферного аэрозоля нами учтена априорная информация (см. гл. 1) о химическом составе и микроструктуре стратосферного аэрозоля. Основными составляющими стратосферного аэрозоля являются солевая фракция, преимущественно состоящая из сульфата $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$, тонкодисперсная фракция фонового аэрозоля, космическая (метеоритная) пыль, частицы раствора серной кислоты.

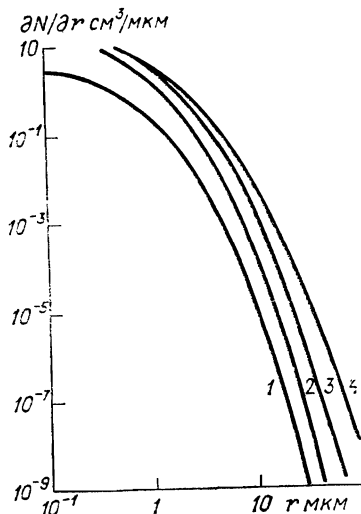


Рис. 4.12. Микроструктура морского аэрозоля для различных скоростей ветра при относительной влажности 80 %.

1) 1 м/с, 2) 5 м/с, 3) 10 м/с, 4) 15 м/с.

Первые два фактора являются результатом тропосферно-стратосферного обмена, в то время как аэрозоль серной кислоты генерируется в результате газохимических превращений в стратосфере SO_2 вулканического и антропогенного происхождения.

Стратосферный аэрозоль менее изменчив по микроструктуре и химическому составу, чем тропосферный, а его оптические характеристики зависят от интенсивности вулканической активности, особенно в окрестности высот стратосферного аэрозольного слоя. Обусловлено это тем обстоятельством, что от других типов стратосферного аэрозоля вулканический аэрозоль существенно отличается по химическому составу и, следовательно, по оптическим характеристикам. По сравнению с сульфатным аэрозолем он в большей степени поглощает излучение в видимой части спектра и в меньшей мере поглощает излучение в ИК области спектра.

На рис. 4.13 представлены модели вертикальной структуры стратосферного аэрозоля, а на рис. 4.14 сопоставлены спектральные коэффициенты ослабления σ_a среднего глобального фонового

аэрозоля, солевого аэрозоля, частиц 75 %-ного раствора серной кислоты (для двух микроструктур частиц), вулканического аэрозоля, частиц космической пыли. Спектральные коэффициенты ослабления σ_a нормированы на оптическую плотность $\partial\tau_a/\partial z$ при $\lambda = 0,55$ мкм. Оптические характеристики стратосферного аэрозоля можно получить путем суперпозиции различных фракций аэро-

золя, определенным образом взвешенных в зависимости от их вклада в оптическую плотность (рис. 4.13). В условиях отсутствия вулканической деятельности оптические характеристики будут определяться тонкодисперсной фракцией фонового аэрозоля, солевым сульфатным аэрозолем (см. табл. 4.11) и космической (метеоритной) пылью. Последние два типа аэрозолей слабо поглощают видимое излучение, но сильно поглощают длинноволновую радиацию. В табл. 4.13 даны основные характеристики хими-

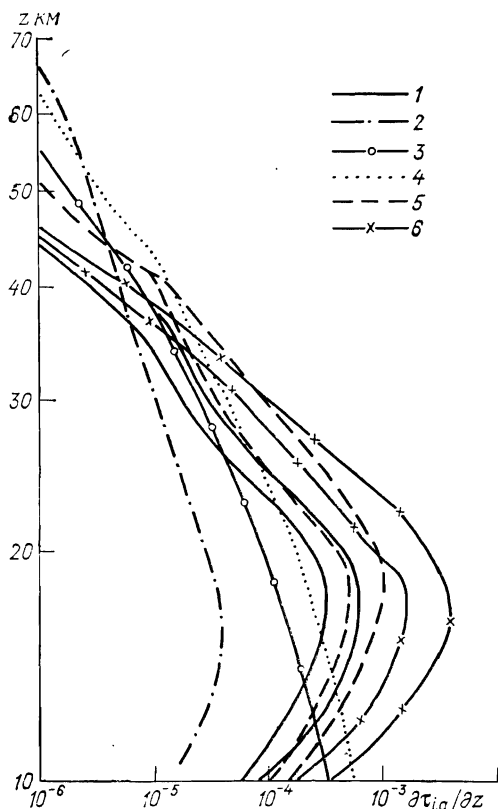


Рис. 4.13. Вертикальные профили оптической плотности на длине волны 0,55 мкм для различных фракций стратосферного аэрозоля (1—6).

Фракции 1, 5, 6 представлены для периодов средней и повышенной вулканической активности.

ческого состава и микроструктура фракций стратосферного аэрозоля, для которых вычислены оптические характеристики.

Выброс в стратосферу вулканического аэрозоля приводит к увеличению поглощения коротковолновой радиации, в то время как способность стратосферного аэрозоля поглощать длинноволновую радиацию уменьшается. Дальнейшая эволюция оптических свойств стратосферного аэрозоля происходит в результате газохимических превращений SO_2 с образованием аэрозоля H_2SO_4 . Микроструктура последнего зависит от мощности вулканических выбросов и может быть представлена суперпозицией двух гамма-распределений (кривые 1 и 5 на рис. 4.13 и 4.14). По мере старения вулканического аэрозоля происходит уменьшение поглоща-

тельной способности стратосферного аэрозоля в видимой части спектра и усиление поглощения длинноволновой радиации. Вариации оптических характеристик стратосферного аэрозоля определяются соотношением выбрасываемого в стратосферу вулканического аэрозоля и вновь образовавшихся аэрозолей растворов H_2SO_4 . Концентрация раствора H_2SO_4 в стратосферном аэрозоле должна уменьшаться по мере переноса стратосферного аэрозоля от мест его генерации. В полярных районах в стратосфере

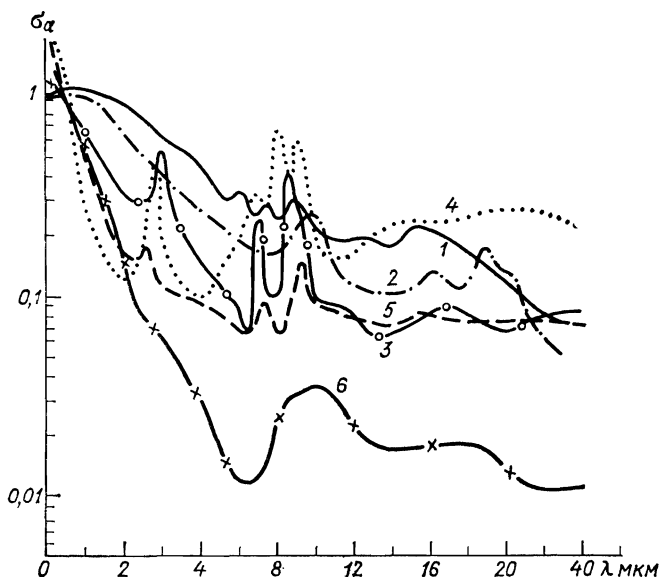


Рис. 4.14. Спектральные коэффициенты ослабления σ_a для различных фракций стратосферного аэрозоля (1—6).

Таблица 4.13

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И МИКРОСТРУКТУРА ДЛЯ РАЗЛИЧНЫХ ФРАКЦИЙ СТРАТОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ

Номер фракции	Химический состав	Микроструктура
1	75 %-ный водный раствор H_2SO_4	Гамма-распределение с параметрами $a=1$, $b=18$, $c=1$
2	Фракция метеоритного аэрозоля	Гамма-распределение с $a=1$, $b=9$, $c=0,5$
3	Средняя глобальная солевая фракция	Суперпозиция гамма-распределений
4	Тонкодисперсная фракция фоновое аэрозоля	Гамма-распределение с $a=1$, $b=9$, $c=0,5$
5	75 %-ный раствор H_2SO_4	Гамма-распределение с $a=1$, $b=9$, $c=0,5$
6	Вулканический аэрозоль	Гамма-распределение с $a=1$, $b=15$, $c=0,5$

концентрация аэрозоля водного раствора H_2SO_4 или концентрированной серной кислоты невелика.

В работах [23, 46, 47] нами разработано моделирование на ЭВМ ЕС матриц рассеянного атмосферным аэрозолем излучения с учетом конденсационного фактора для полидисперсных систем частиц произвольного химического состава и микроструктуры. Основу этого моделирования составляет задание вертикальных профилей полидисперсных систем частиц сухого аэрозоля с произвольной микроструктурой, вертикального профиля влажности атмосферы и скорости ветра. Оптические характеристики атмосферного аэрозоля с учетом конденсационного фактора вычисляются через микроструктуру и оптические постоянные, которые зависят от влажности атмосферы и скорости ветра.

Как и в [233], основой для расчета оптических постоянных для различных независимых фракций атмосферного аэрозоля являются оптические постоянные сухого аэрозоля и воды. В связи с тем, что конденсационный рост частиц зависит от их размера, скорости ветра и химического состава частиц, для влажной атмосферы оптические постоянные атмосферного аэрозоля оказываются зависящими от их размера и химического состава сухих частиц.

Влияние влажности на оптические характеристики аэрозолей учитывается через мнимую (κ) и действительную (n) части комплексного показателя преломления m частиц по формулам

$$\kappa_{i\lambda}(r, f, \Phi) = \frac{\kappa_i \rho_i r_0^3 + (r_{if}^3 - r_0^3) \kappa_{\text{H}_2\text{O}}}{\rho_i r_0^3 + (r_{if}^3 - r_0^3)}, \quad (4.14)$$

$$n_{i\lambda}(r, f, \Phi) = \frac{n_i \rho_i r_0^3 + (r_{if}^3 - r_0^3) n_{\text{H}_2\text{O}}}{\rho_i r_0^3 + (r_{if}^3 - r_0^3)}, \quad (4.15)$$

$$r_{if}(f, \Phi) = r_0 \xi_i(r_0, f) \Phi_i(r_0, f, v), \quad (4.16)$$

где r_0 — радиус сухой частицы ($f=0$); $\xi_i(r_0, f)$ — зависимость фактора роста частицы от влажности для i -й фракции аэрозоля плотностью ($\rho_{\text{H}_2\text{O}} = 1$); $\Phi_i(r_0, f, v)$ — фактор роста вследствие турбулизованности воздуха, понижающий скорость роста частицы при увеличении влажности. При скорости ветра $v=0$ $\Phi_i = 1$. При $v > 0$ $\Phi_i(r_0, f, v) \leq 1$. Величины $\xi_i(r_0, f)$ заимствуются из [233]. Верхний размер частицы аэрозоля ограничивается седиментацией и зависит от вертикальной составляющей турбулизованности воздуха. Частицы большого размера, образующиеся в результате захвата атмосферных водяных паров, должны выпадать. Учет зависимости фактора роста $\xi_i(r_0, f)$ частицы от влажности, по [233], при скорости ветра $v > 0$ будет давать завышенное содержание грубодисперсной фракции частиц вследствие неучета фактора высушивания частиц и стока грубодисперсной фракции частиц на поверхность суши или океана. При скорости ветра $v > 12$ м/с атмосферный аэрозоль, вероятно, является сухим, в том числе и над морскими акваториями и океанами.

В разработанном нами моделировании микроструктура фракций сухого аэрозоля задается в численном виде и может быть произвольной, а микроструктура и комплексный показатель преломления влажных частиц атмосферного аэрозоля вычисляются с учетом соотношений (4.14)—(4.16). Оптические характеристики атмосферного аэрозоля (коэффициенты ослабления, рассеяния, индикатрисы рассеяния), соответствующие перпендикулярной и параллельной составляющим, вычисляются по теории Ми для однородных сферических частиц.

Микроструктура аэрозоля во влажной атмосфере $\partial N_f(r)/\partial r$ определяется суперпозицией по фракциям i (i — номер фракции сухого аэрозоля):

$$-\frac{\partial N_f}{\partial r} = \sum_i \left(\frac{\partial N_{fi}}{\partial r} \{r_i[z, f(z), v(z)]\} \right). \quad (4.17)$$

Дальнейшее совершенствование системы моделирования оптических характеристик атмосферного аэрозоля должно выполняться с учетом радиационного фактора. В этой связи чрезвычайно важным представляется изучение корреляционных связей лучистого, конвективного и турбулентного тепло- и массообмена с генерацией химическим составом, микроструктурой и оптическими свойствами атмосферного аэрозоля.

Глава 5

СПЕКТРАЛЬНАЯ И ПРОСТРАНСТВЕННАЯ СТРУКТУРЫ ПОЛЕЙ КОРОТКОВОЛНОВОЙ И ДЛИННОВОЛНОВОЙ РАДИАЦИИ В УСЛОВИЯХ ЗАМУТНЕННОЙ АТМОСФЕРЫ

Земная атмосфера трансформирует падающее на нее коротковолновое солнечное излучение за счет поглощения атмосферными газами и аэрозолями, рассеяния аэрозолями, диффузного отражения нисходящего излучения подстилающей поверхностью. Пространственная и спектральная структуры поля излучения определяются оптическим состоянием атмосферы и подстилающей поверхности, положением Солнца на небосводе. Второй основной составляющей поля излучения системы подстилающая поверхность—атмосфера является тепловое излучение. Соотношение вкладов в суммарную спектральную интенсивность рассеянного солнечного и теплового излучений существенно зависит от длины волны наблюдения, условий освещенности, физического состояния и структурных характеристик атмосферы, времени суток, отражательной способности подстилающей поверхности.

Физические процессы трансформации в атмосфере полей коротковолновой и длинноволновой радиации существенно разли-

чаются. Численное моделирование процессов переноса коротковолновой и длинноволновой радиации позволяет определить влияние различных метеорологических факторов на вариации спектральных полей излучения, выявить вклады в суммарные спектральные интенсивности нисходящего и восходящего излучения рассеянного солнечного и собственного теплового излучений.

Значительный интерес к закономерностям формирования полей излучения в условиях замутненной атмосферы вызван существенным влиянием атмосферного аэрозоля на ее радиационный и динамический режим [70]. Сведения о спектральной структуре и пространственном распределении поля излучения необходимы для разработки и эксплуатации оптико-электронных и оптико-механических систем, функционирующих в разнообразных атмосферных условиях и Космосе. Расчеты полей излучения с учетом различных метеорологических факторов (трехмерных полей температуры, влажности, состава и замутненности атмосферы, характера облачности и ее высоты) необходимы для интерпретации данных космических, самолетных и аэростатных радиометрических измерений, а их анализ позволяет оценить влияние вариаций отдельного метеорологического фактора или совокупности метеорологических факторов на изменчивость поля излучения во времени и в пространстве.

В процессе эволюции Земли значительно изменялись химический состав атмосферы (в том числе и атмосферного аэрозоля), ее структурные характеристики. В последние годы значительное внимание уделяется проблеме антропогенного влияния на климат планеты. Активизация промышленной деятельности человека вызывает значительные изменения структурных и оптических характеристик атмосферного аэрозоля. Имеются свидетельства о колоссальных колебаниях интенсивности вулканической активности за геологические периоды. Например, в третичный период вулканическая активность была, вероятно, на два порядка выше, чем в настоящее время. Приближенные оценки показывают, что уже в настоящее время в северном полушарии индустриальные источники ответственны за 30 % общей продукции аэрозоля, а оптическая толщина стратосферного аэрозольного слоя в процессе эволюции Земли могла изменяться более чем на порядок. Выявление климатических последствий вариаций поля аэрозоля в глобальном и региональном масштабах в настоящее время возможно только путем выполнения численного моделирования лучистого теплообмена.

Ниже рассмотрим спектральное и пространственное распределения полей нисходящего и восходящего излучений в условиях замутненной атмосферы и влияние атмосферного аэрозоля на лучистый теплообмен, основываясь на данных расчетов, выполненных Н. И. Москаленко, В. Ф. Терзи, А. Р. Закировой с детальным учетом поглощающих и рассеивающих свойств атмосферы.

5.1. СПЕКТРАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ПРОСТРАНСТВЕННАЯ СТРУКТУРА КОРОТКОВОЛНОВОЙ РАДИАЦИИ

Угловое, высотное и спектральное распределения интенсивностей поля коротковолновой радиации определяются процессами отражения солнечного излучения подстилающей поверхностью, молекулярным и аэрозольным рассеянием радиации, молекулярным и аэрозольным поглощением коротковолновой радиации Солнца. В связи с изменением освещенности на верхней границе атмосферы в зависимости от угла визирования Солнца и вариациями оптической толщи аэрозоля, поглощательной способности газовых компонентов по линии визирования в зависимости от зенитного и азимутального углов наблюдения спектральные интенсивности коротковолновой радиации при фиксированном состоянии атмосферы в значительной мере будут определяться положением Солнца на небосводе.

Расчет поля излучения в атмосфере для заданной модели атмосферы представляет прямую задачу и для своего решения требует сведений по спектральным характеристикам поглощения и рассеяния излучения в диапазоне спектра по всем высотам в атмосфере. При решении задач расчета поля излучения используется математический аппарат теории переноса излучения. К настоящему времени предложены и разработаны различные аналитические, полуаналитические и численные методы [58, 69, 76]. Современные наиболее точные численные методы расчета спектральных интенсивностей излучения (методы сферических гармоник, метод Монте-Карло) могут быть реализованы при любой степени детализации оптических свойств атмосферы и подстилающей поверхности. Применение их для расчетов спектральных полей излучения не рационально в связи с огромными затратами машинного времени и трудностей учета сферичности Земли, рефракции луча радиации в атмосфере, молекулярного поглощения излучения атмосферными газами. Применение сложных точных численных методов расчета спектральных интенсивностей коротковолновой радиации возможно только для простейших моделей поглощающей и рассеивающей излучение атмосферы. В настоящее время более важно учесть вариации оптических характеристик атмосферы с высотой и с изменением метеосостояния атмосферы. Для земной атмосферы основные закономерности спектральной и пространственной структуры поля коротковолновой радиации можно получить, выполнив расчеты полей излучения в приближении однократного рассеяния по методике [49], которая излагается ниже.

5.1.1. Методика расчетов

Рассмотрим реальную сферическую атмосферу и выберем точку наблюдения на высоте z_n . Пусть R — радиус Земли, а ψ — угол между направлением на Солнце и радиусом-вектором в точке

наблюдения, определяющим направление визирования, θ_0 — зенитный угол визирования Солнца, φ и θ — азимутальный и зенитный углы направления визирования. Тогда уравнение переноса для монохроматического излучения $I_\lambda(z_n, \theta_0, \psi([\theta(\varphi)])$ можно записать в виде

$$\cos \frac{\partial I_\lambda}{\partial z} - \frac{\sin \theta}{R + z_n} \frac{\partial I_\lambda}{\partial \theta} - \frac{\operatorname{ctg} \psi \sin \theta \sin \varphi}{R + z_n} \frac{\partial I_\lambda}{\partial \varphi} + \frac{\sin \theta \cos \varphi}{R + z_n} \frac{\partial I_\lambda}{\partial \psi} = -\sigma_a(z_n) I_\lambda + \sigma_a(z_n) B_\lambda[z_n, \psi(\theta_0, \theta, \varphi)]. \quad (5.1)$$

Здесь σ_a — спектральный объемный коэффициент ослабления, равный сумме коэффициентов молекулярного и аэрозольного рассеяния и молекулярного и аэрозольного поглощения; $B_\lambda[z_n, \psi(\theta_0, \theta, \varphi)]$ — функция источника, определяемая процессами поглощения и рассеяния излучения в элементарном объеме среды:

$$B_\lambda[z_n, \psi(\theta_0, \theta, \varphi)] = \frac{\bar{\omega}(z_n)}{4\pi} \int_0^{4\pi} I_\lambda[z_n, \psi', \theta', \varphi'] f(z_n, \psi) d\omega' + \frac{\bar{\omega}(z_n) S_\lambda}{4} f(z_n, \psi) \exp\{-\tau_\lambda(z_n, \psi)\}, \quad (5.2)$$

где $S_\lambda = S_\lambda^\odot/\pi$; $d\omega' = \sin \theta' d\theta' d\varphi'$ — элемент полного телесного угла; $\tau_\lambda(z_n, \psi)$ — функция спектрального пропускания слоя атмосферы от верхней границы до высоты наблюдения z_n ; $f(z_n, \psi)$ — нормированная индикатриса рассеяния; $S_\lambda^\odot$ — спектр распределения солнечной инсоляции на верхней границе атмосферы.

Трудности расчетов $B_\lambda[z_n, \psi(\theta_0, \theta, \varphi)]$ в широких диапазонах спектра обусловлены селективностью монохроматической функции спектрального пропускания $\tau_\lambda(z, \theta)$, что приводит к выбору очень мелкого шага интегрирования по λ при вычислении спектральных интенсивностей излучения в участках спектра конечной ширины и колоссальным затратам машинного времени для расчетов. Эти трудности удается обойти, записав уравнение (5.1) в приближении однократного рассеяния [49]. В этом случае интенсивность нисходящего излучения в участке спектра конечной ширины Δ определится формулой

$$I_{\Delta\lambda}^\downarrow = I_{1, \Delta\lambda}^\downarrow + I_{2, \Delta\lambda}^\downarrow + I_{3, \Delta\lambda}^\downarrow, \quad (5.3)$$

где

$$I_{1, \Delta\lambda}^\downarrow(z_n, \theta_0, \theta) = \sum_{i=1}^n \int_{z_B}^{z_n} I_{0\lambda}^\downarrow(\theta_0) \tau_{\Delta\lambda_n}(z_B, z, \theta_0, z, z_n, \theta) \times \\ \times f_i(z, \psi) \frac{\partial \tau_{\Delta\lambda_p}^i(z_B, z, \theta_0, z, z_n, \theta)}{\partial z} dz, \quad (5.4)$$

$$I_{2, \Delta \lambda}^{\downarrow} = \sum_{i=1}^m \int_{z_n}^{z_B} dz \int_0^{2\pi} d\varphi \int_{-\pi/2}^{\pi/2} I_{0\lambda}(\theta_0) \tau_{\Delta \lambda \Pi}(z_B, z_1, \theta_0; z_0, z_n, \theta'; z, z_n, \theta) \times \\ \times \frac{\partial \tau_{\lambda p}^i(z_B, z_1, \theta_0; z_0, z_n, \theta'; z, z_n, \theta)}{\partial z} A(\theta', \theta_0, \varphi) \times \\ \times f_i(z, \psi) \sin \theta' \cos \theta' d\theta', \quad (5.5)$$

где $A[\psi(\theta', \theta_0, \varphi)]$ — коэффициент отражения в данном направлении при угле Солнца θ_0 ; z_B — высота верхней границы атмосферы.

В формуле (5.3) первый член определяет рассеянное атмосферой солнечное излучение, а второй член — вклад в интенсивность нисходящего излучения отраженного подстилающей поверхностью солнечного излучения. Член I_3 определяет вклад в нисходящее излучение достигшего подстилающей поверхности рассеянного вперед солнечного излучения, а затем отраженного ею и рассеянного в направлении назад аэрозольным слоем, расположенным выше

высоты z_n . Вклад $I_3^{\downarrow}$ обычно невелик и членом I_3 в расчетах $I_{\Delta \lambda}^{\downarrow}$ мы пренебрегали. Суммирование в формулах (5.3), (5.4) выполняется по всем независимым рассеивающим фракциям аэрозоля, каждая из которых имеет свою индикатрису рассеяния и вертикальный профиль оптической плотности рассеяния $\partial \tau_{\lambda p}^{(i)}(z)/\partial z$. Мо-

лекулярное рассеяние в схеме расчета рассматривается как одна из рассеивающих компонент. Величина $\tau_{\Delta \lambda \Pi}$ является функцией спектрального пропускания, обусловленной поглощением излучения как газовыми компонентами, так и аэрозольными образованиями. Запись $\tau_{\Delta \lambda}(z_B, z, \theta_0; z, z_n, \theta)$ определяет величину спектрального пропускания слоев атмосферы $L = L_1(z_B, z, \theta_0) + L_2 \times \times (z, z_n, \theta)$, где L_1 — геометрический путь в слое атмосферы с границами высот (z_B, z_n) при угле визирования $\theta_0(z)$, L_2 — геометрический путь в слое атмосферы с границами высот z, z_n при его визировании в направлении θ . Запись $\tau_{\Delta \lambda}(z_B, z, \theta_0; z_0, z_n, \theta'; z_n, z, \theta)$ означает функцию спектрального пропускания при последовательном прохождении трех различных слоев атмосферы. Спектральный коэффициент отражения A может зависеть как от зенитного угла Солнца θ_0 , так и от зенитного (θ) и азимутального (φ) углов направления визирования.¹

Индикатриса рассеяния $f(z, \psi)$ определяет вероятность рассеяния излучения в направлении, образующем угол ψ с направлением падающей радиации, и нормирована на вероятность выживания кванта

$$\int_0^{2\pi} d\varphi \int f(z, \psi) \sin \psi d\psi = \bar{\omega}, \quad (5.6)$$

¹ Для диффузно отражающей подстилающей поверхности $A(\theta_0, \theta, \varphi) = \text{const.}$

где угол ψ выражается через зенитный угол визирования источника излучения θ_0 , зенитный (θ) и азимутальный (φ) углы направления визирования:

$$\cos \psi = -\cos \theta \cos \theta_0 + \sin \theta \sin \theta_0 \cos \varphi. \quad (5.7)$$

Функции спектрального пропускания вычисляются с учетом сферичности Земли и рефракции луча радиации в атмосфере по схемам, описанным в [24].

Интенсивность восходящего излучения можно представить в виде

$$I_{\Delta\lambda}^{\uparrow}(z_n, \theta) = I_{1, \Delta\lambda}^{\uparrow} + I_{2, \Delta\lambda}^{\uparrow} + I_{3, \Delta\lambda}^{\uparrow} + I_{4, \Delta\lambda}^{\uparrow}, \quad (5.8)$$

где

$$I_{1, \Delta\lambda}^{\uparrow}(z_n, \theta) = I_{0\lambda}^{\downarrow}(\theta_0) \tau_{\lambda n}(z_n, z_1, \theta_0; z_1, z_n, \theta) A(\theta_0, \theta, \varphi), \quad (5.9)$$

$$I_{2, \Delta\lambda}^{\uparrow}(z_n, \theta) = \sum_{i=1}^m I_{0\lambda}^{\downarrow}(\theta_0) \tau_{\lambda n}(z_n, z, \theta_0; z, z_n, \theta) f_i(z, \psi) \times \\ \times \frac{\partial \tau_{\lambda p}^i(z_n, z, \theta; z, z_n, \theta)}{\partial z} dz, \quad (5.10)$$

$$I_{3, \Delta\lambda}^{\uparrow}(z_n, \theta) = \\ = \int_{z_n}^{z_B} \left\{ \int_0^{2\pi} d\varphi \int_{-\pi/2}^{\pi/2} d\theta' I_{\Delta\lambda}^{\downarrow}(z, \theta') \sin \theta' \cos \theta' A(\theta', \theta_0, \varphi) \tau_{\lambda n}(z, \theta) \right\} dz. \quad (5.11)$$

Член $I_{1, \Delta\lambda}$ учитывает ослабление интенсивности источника излучения за счет поглощения всей толщей атмосферы, поглощение излучения при отражении подстилающей поверхностью с альбедо A и поглощение радиации слоем атмосферы от поверхности z до

точки наблюдения z_n . Член $I_{2, \Delta\lambda}^{\uparrow}$ определяет вклад в интенсивность излучения за счет однократного рассеяния излучения атмосферой,

а $I_{3, \Delta\lambda}^{\uparrow}$ учитывает вклад противоизлучения атмосферы, отраженного от подстилающей поверхности и ослабленного за счет поглощения слоем атмосферы от подстилающей поверхности до высоты наблюдения. В случае плотных дымок учет влияния многократности рассеяния можно вести путем введения эквивалентной длины пробега кванта L^* (тогда $\tau = \tau(L^*)$), а вместо индикатрисы рассеяния использовать эффективную индикатрису рассеяния $f^*(z, \psi)$, учитывающую все кратности рассеяния.

Член $I_{4, \Delta\lambda}^{\uparrow}$ представляет вклад дважды отраженного от подстилающей поверхности рассеянного назад диффузного излучения поверхности. Величина $I_{4, \Delta\lambda}^{\uparrow}$ пропорциональна A^2 и в большинстве случаев вкладом $I_{4, \Delta\lambda}^{\uparrow}$ можно пренебречь.

Спектральные потоки $F_{\Delta\lambda}^{\uparrow}(z)$ и $F_{\Delta\lambda}^{\downarrow}(z)$ нисходящего и восходящего коротковолнового излучения для данного зенитного угла Солнца Θ_0 и интервала $\Delta\lambda$ можно вычислить по формулам

$$F_{\Delta\lambda}^{\downarrow}(z, \theta_0) = \int_0^{2\pi} d\varphi \int_0^{\pi/2} I_{\Delta\lambda}^{\downarrow}[z, \theta(z), \varphi] \sin \theta \cos \theta d\theta, \quad (5.12)$$

$$F_{\Delta\lambda}^{\uparrow}(z, \theta_0) = \int_0^{2\pi} d\varphi \int_0^{\pi/2} I_{\Delta\lambda}^{\uparrow}[z_1, z, \theta(z), \varphi] \sin \theta \cos \theta d\theta. \quad (5.13)$$

Для получения интегральных потоков излучения в соотношениях (5.12) и (5.13) необходимо выполнить интегрирование по спектру длин волн.

Вычисления спектральной и пространственной структуры полей коротковолновой радиации были выполнены с учетом молекулярного поглощения излучения всеми атмосферными газами (O_2 , O_3 , H_2O , CO_2 , CO , CH_4 , NH_3 , N_2O и др.) при детальном учете рассеяния излучения атмосферным аэрозолем, оптические характеристики которого были получены с помощью блока моделирования, входящего в единый комплекс программ по моделированию переноса коротковолновой и длинноволновой радиации в атмосфере.

5.1.2. Спектральная и пространственная структуры

Спектральная структура поля коротковолновой радиации определяется рассеивающими свойствами аэрозольных образований, молекулярным поглощением излучения газовыми компонентами, отражательными свойствами подстилающей поверхности или облачности. В ближней инфракрасной области (2,5—4 мкм) спектры интенсивностей коротковолновой радиации перекрываются тепловым излучением системы подстилающая поверхность—атмосфера. На рис. 5.1 выделены вклады в суммарную интенсивность уходящей коротковолновой солнечной радиации над морем и собственного теплового излучения. Из рисунка видно, что в области спектра $\lambda < 2,5$ мкм поле излучения определяется рассеянной коротковолновой радиацией, в то время как при $\lambda > 4$ мкм поле излучения формируется процессами теплового переизлучения в атмосфере. Расчеты выполнены для модели морских тропиков.

На рис. 5.2 иллюстрируются спектры интенсивностей восходящей коротковолновой радиации [50], вычисленные для различных типов подстилающей поверхности. Наименьшие значения спектральной интенсивности уходящей коротковолновой радиации наблюдаются над морскими акваториями вследствие небольших значений спектрального альбедо. В связи с уменьшением спектрального альбедо при переходе от видимой к ближней ИК области при $\lambda > 1$ мкм интенсивность уходящей коротковолновой радиации быстро уменьшается, приближаясь к спектру интенсивности при альбедо $\delta = 0$ при сильно замутненной атмосфере. Как в видимой,

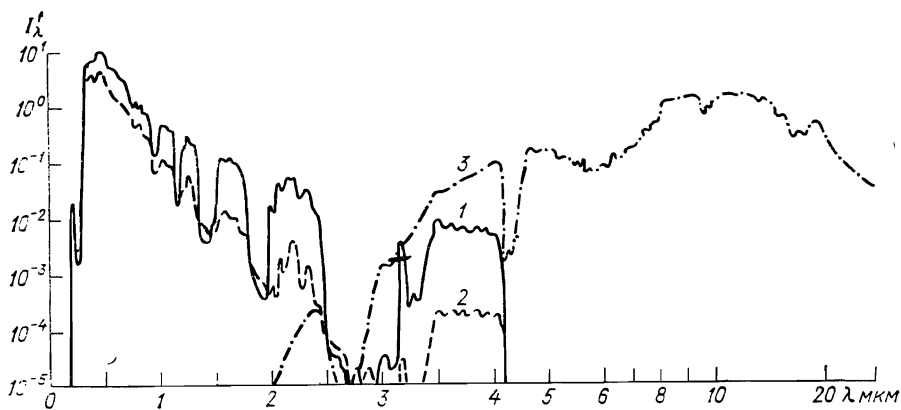


Рис. 5.1. Сопоставление спектральных интенсивностей уходящей коротковолновой (1, 2) и длинноволновой (3) радиации над морскими акваториями при визировании в надир.

Зенитный угол визирования Солнца для 1 и 2 составляет 0 и 90°.

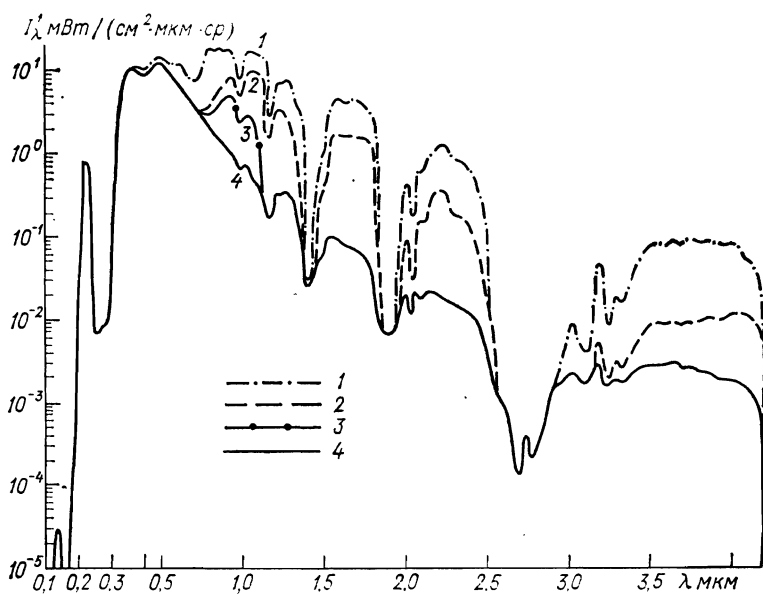


Рис. 5.2. Влияние альбедо подстилающей поверхности δ_λ на спектральную интенсивность уходящей коротковолновой радиации.

1) $\delta_\lambda = 1$, 2) растительный покров, 3) морская акватория, 4) $\delta_\lambda = 0$.

так и в ближней ИК области спектральное альbedo растительного покрова δ_λ превосходит значение δ_λ для морской поверхности, поэтому величины $I_\lambda^\uparrow$ в первом случае принимают более высокие значения. Кривая 1 (рис. 5.2) для спектральной интенсивности коротковолновой радиации отвечает значению аль-

bedo $\delta = 1$ и соответствует максимально возможной величине $I_\lambda^\uparrow$. Кривая 4, отвечающая значению $\delta_\lambda = 0$, определяется только рассеянием излучения Солнца в атмосфере.

Интенсивность восходящей коротковолновой радиации имеет довольно выраженную спектральную структуру, обусловленную полосами поглощения газовых компонентов атмосферы. Сильные полосы поглощения (0,1; 0,2 и 0,3 мкм) в ультрафиолетовой части спектра интенсивностей восходящей коротковолновой радиации принадлежат кислороду и озону. Более слабые полосы поглощения (в окрестности 0,4—0,5 мкм) также принадлежат озону. Полоса поглощения 0,76 мкм обусловлена совместным действием во-

дяного пара и кислорода. Полоса 1,26 мкм спектра $I_\lambda^\uparrow$ обязана поглощению излучения кислородом. Полосы 0,94; 1,1; 1,37; 1,87 мкм обусловлены водяным паром. Триpletная структура спек-

тра интенсивности $I_\lambda^\uparrow$ в окрестности 2,01 мкм обязана проявлению в спектре поглощения колебательно-вращательных полос CO_2 . Поглощение в полосах 1,4 и 1,6 мкм атмосферного CO_2 проявляется слабо. В окне 2,3 мкм заметное поглощение вызвано атмосферным метаном. В окрестности длины волны 2,7 мкм полосы поглощения принадлежат водяному пару и углекислому газу. В области спек-

тра 3—3,8 мкм полосы в спектре $I_\lambda^\uparrow$ обусловлены поглощением излучения молекулами H_2O , HDO и метана. В области 3,8—4,1 мкм поглощение излучения вызвано колебательно-вращательными полосами N_2O и индуцированной давлением полосой 4,3 мкм (N_2)₂.

Резкое уменьшение величины $I_\lambda^\uparrow$ в окрестности 4,17 мкм обусловлено поглощением коротковолновой радиации полосой 4,3 мкм углекислого газа.

Максимумы значений восходящей коротковолновой радиации соответствуют окнам прозрачности атмосферы (участкам спектра со слабым поглощением), в то время как минимумы в структуре

$I_\lambda^\uparrow$ наблюдаются для спектральных интервалов с сильным поглощением излучения атмосферными газовыми компонентами. Как и следовало ожидать, проявление спектральной структуры восходящей коротковолновой радиации наиболее выражено для подстилающих поверхностей с высокими значениями спектрального альbedo.

На рис. 5.3 приведены спектры интенсивности уходящей коротковолновой радиации для направления визирования в надир при

трех зенитных углах Солнца (30, 60 и 90°) для зимних условий, когда поверхность земли покрыта снегом. С увеличением зенитного угла Солнца θ_0 интенсивность уходящего излучения понижается вследствие уменьшения освещенности на уровне верхней границы атмосферы. При $\theta_0 = 90^\circ$ спектральная интенсивность восходящего излучения определяется рассеивающими свойствами атмосферы (молекулярным и аэрозольным рассеянием). С ростом

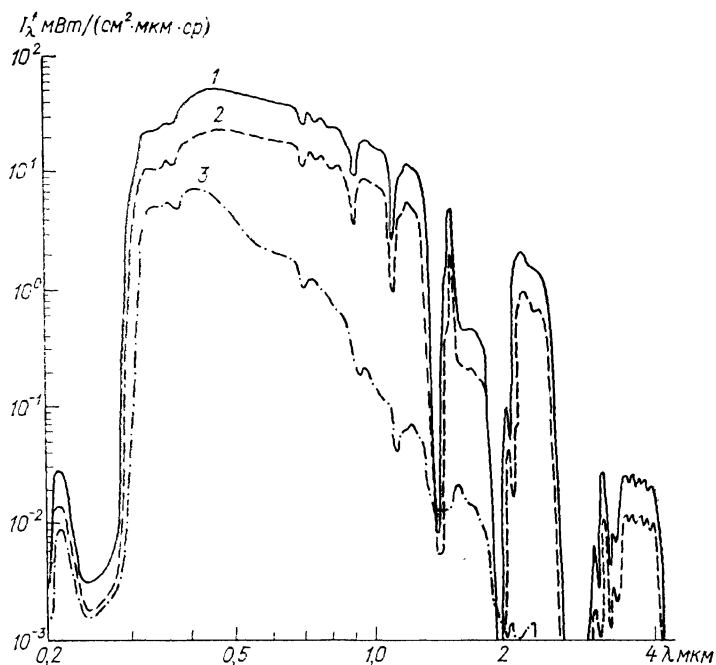


Рис. 5.3. Спектральная интенсивность уходящей коротковолновой радиации для различных зенитных углов Солнца (средние широты).

1) 30°, 2) 60°, 3) 90°.

зенитного угла Солнца спектральная структура $I_\lambda^\uparrow$ сглаживается и полосы атмосферного поглощения излучения проявляются слабее. Последнее обусловлено увеличением доли рассеянного излучения верхними слоями атмосферы с более слабым атмосферным поглощением.

Угловые зависимости интенсивностей восходящей коротковолновой радиации в значительной мере определяются соотношением между коэффициентами рассеяния и поглощения излучения атмосферой. На рис. 5.4 приведены зависимости спектральной интенсивности $I_\lambda^\uparrow$ уходящей коротковолновой радиации (для зенитных углов Солнца 30—90°) от угла визирования небосвода. Для участков

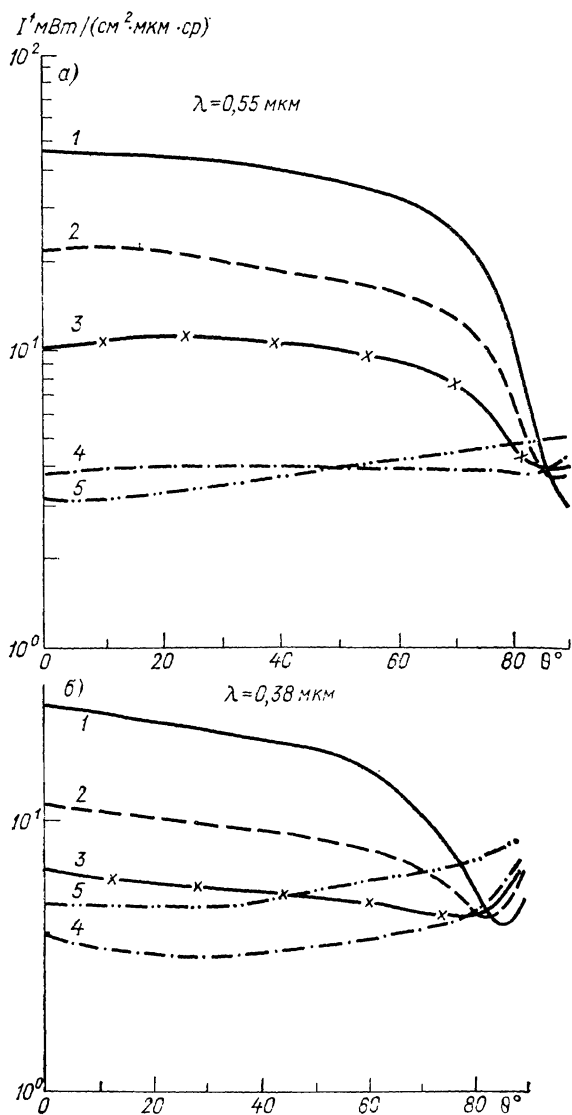


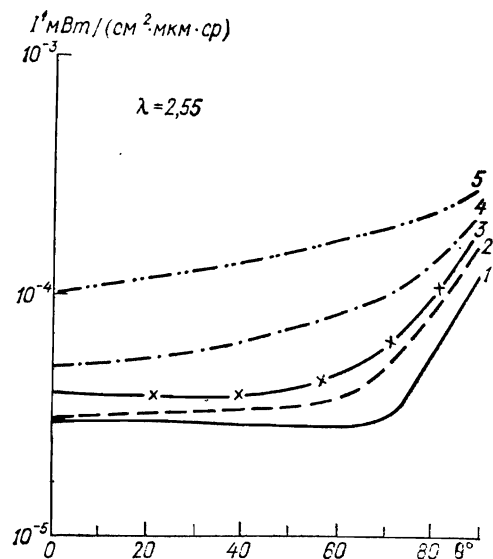
Рис. 5.4. Спектральная интенсивность уходящей коротковолновой радиации на длинах волн 0,55 (а) и 0,38 мкм (б) в зависимости от угла визирования для различных положений Солнца на небосводе.

1) 30° , 2) 60° , 3) 70° , 4) 80° , 5) 90° .

спектра, свободных от полос молекулярного поглощения излучения атмосферой, например $\lambda = 0,55$ мкм, при малых зенитных

углах Солнца с увеличением зенитного угла наблюдения $I_{\lambda}^{\uparrow}$ уменьшаются с ростом θ . Последнее обусловлено в основном уменьшением доли рассеянного излучения в направлении θ с ростом θ , а также увеличением поглощения излучения аэрозолем и атмосферой с ростом θ . При больших зенитных углах Солнца ($\theta_0 = 80 \dots$

90°) зависимости $I_{\lambda}^{\uparrow}(\theta)$ или близки к нейтральным, или с ростом



θ $I_{\lambda}^{\uparrow}(\theta)$ возрастают. С ростом длины волны коэффициент рассеяния уменьшается, а поглощение излучения аэрозолем и атмосферными газами возрастает, индикатриса рассеяния становится близ-

Рис. 5.5. Спектральная интенсивность уходящей коротковолновой радиации на длине волны 2,55 мкм в зависимости от угла визирования θ для различных положений Солнца на небосводе.

1) 30° , 2) 60° , 3) 70° , 4) 80° , 5) 90° .

кой к рэлеевской. В ИК полосах атмосферного поглощения часто наблюдается увеличение уходящего излучения $I_{\lambda}^{\uparrow}$ с ростом θ (рис. 5.5).

Нами были выполнены расчеты полей рассеянной коротковолновой радиации и в условиях облачной атмосферы. Для получения сведений об отражательной способности облаков были разработаны оптические модели облаков для основных типов облачности нижнего, верхнего и среднего ярусов. Индикатрисы рассеяния, коэффициенты ослабления и рассеяния были вычислены в [71] для восьми полидисперсных моделей облачности по формулам Ми. Индикатриса отражения коротковолновой радиации облачностью вычислялась методом дискретных ординат. Характерно, что с увеличением зенитного угла Солнца возрастает альбеда облачности. Последнее обстоятельство необходимо учитывать при расчетах полей коротковолновой радиации в условиях замутненной атмосферы. С увеличением зенитного угла Солнца в условиях об-

лачной атмосферы спектральные интенсивности восходящей и уходящей коротковолновой радиации уменьшаются, что обусловлено понижением освещенности на верхней границе атмосферы. С ростом высоты облачности сглаживается спектральная структура интенсивностей восходящего излучения над облаками в связи с уменьшением интенсивности спектров поглощения газовыми компонентами атмосферы. На рис. 5.6 приведены примеры спектров

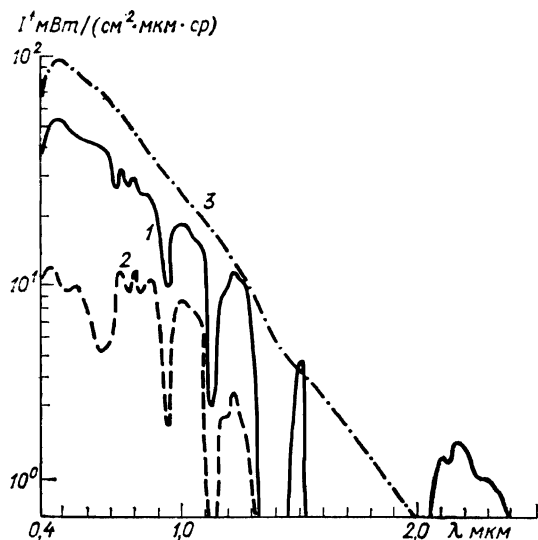


Рис. 5.6. Спектральная интенсивность уходящей коротковолновой радиации для средних широт и направления визирования в надир.

Зенитный угол Солнца 30° ; подстилающая поверхность: 1 — снег, 2 — растительный покров, 3 — облако на высоте $z_0=9$ км.

интенсивности уходящей коротковолновой радиации для облачной атмосферы.

5.2. ВЛИЯНИЕ АЭРОЗОЛЯ НА СПЕКТРАЛЬНУЮ И ПРОСТРАНСТВЕННУЮ СТРУКТУРУ ПОЛЯ ТЕПЛОВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ

Методика расчета спектральной и пространственной структур поля теплового излучения изложена в [24]. Поэтому обратимся непосредственно к обсуждению результатов расчетов поля теплового излучения в условиях замутненной атмосферы. В связи с тем, что оптические свойства аэрозоля определяются его концентрацией, микроструктурой и химическим составом, можно ожидать, что характер влияния аэрозоля на поле теплового излучения будет существенно зависеть от типа аэрозольного образования и профиля его концентрации. Особенности влияния атмосферного аэрозоля на спектры интенсивности теплового излучения можно выявить путем анализа расчетных данных для наиболее контрастных моделей атмосферного аэрозоля. Далее рассмотрим наибо-

лее контрастные условия: морские акватории, умеренные широты, аридные и субаридные регионы.

Атмосферный аэрозоль влияет на формирование поля теплового излучения через механизм излучения (в полосах поглощения радиации аэрозолем) и рассеяния, перераспределяя излучение по направлениям. Для всех типов атмосферного аэрозоля степень его влияния в механизме генерации теплового излучения существенно зависит от поглощательной способности газовых компонентов атмосферы. В участках спектра с сильным атмосферным поглощением аэрозоль слабо влияет на спектральную структуру и пространственное перераспределение восходящего и нисходящего излучений. В окнах прозрачности атмосферы (диапазоны спектра 3—4,1; 4,6—5,2; 7,6—13,5 мкм) влияние аэрозоля на спектральные

интенсивности $I_{\lambda}^{\uparrow\downarrow}$ проявляется в большей степени. В связи с тем, что перенос излучения происходит в основном в окнах прозрачности атмосферы, аэрозоль оказывает заметное влияние на радиационное выхолаживание в атмосфере [40].

В условиях отсутствия аэрозоля спектральные интенсивности $I_{\lambda}^{\uparrow}$ в окнах прозрачности атмосферы в меньшей степени зависят от зенитного угла по сравнению с нисходящим излучением. Поэтому рассеивающие свойства аэрозоля в меньшей степени про-

являются в значениях $I_{\lambda}^{\uparrow}$. На величину $I_{\lambda}^{\uparrow}$ определяющее влияние оказывает способность аэрозоля поглощать ИК излучение. В связи с этим аэрозоль, обладающий выраженными полосами поглощения, может в значительной степени влиять на спектральную струк-

туру $I_{\lambda}^{\uparrow}$. Наиболее четко выражены полосы поглощения в случае мелкодисперсного (тонкодисперсная фракция) атмосферного аэрозоля, который влияет на трансформацию интенсивностей теплового

излучения $I_{\lambda}^{\uparrow\downarrow}$ только через механизм поглощения. Так как скорость роста функции спектрального поглощения A_{λ} излучения аэрозолем с увеличением зенитного угла больше, чем A_{λ} для селективного поглощения газами, степень влияния аэрозоля на I_{λ} возрастает с увеличением зенитного угла.

При влажности атмосферы $f < 75\%$ атмосферный аэрозоль преимущественно является сухим и в области окна прозрачности 8—13 мкм ослабляет излучение через механизм поглощения. Расчеты показывают, что в таких условиях влиянием рассеяния на

перераспределение $I_{\lambda}^{\uparrow}$ по направлениям можно пренебречь и

в расчетах $I_{\lambda}^{\uparrow}$ учитывать только поглощение излучения аэрозолем. В умеренных широтах при высокой влажности ($f > 80\%$) в зоне активного турбулентного обмена аэрозоль включает капли водных солевых растворов или даже капли жидкой воды и обводненные частицы нерастворимой фракции аэрозоля. Массовая доля воды

в частице зависит от ее размера. Тонкодисперсная фракция аэрозоля с ростом влажности слабо изменяет свои оптические свойства, в то время как субмикронный аэрозоль и грубодисперсная фракция атмосферного аэрозоля значительно изменяют свои оптические свойства с ростом влажности атмосферы [233].

На рис. 5.7 представлена спектральная структура радиационного градиента ΔT_r температуры уходящего теплового излучения

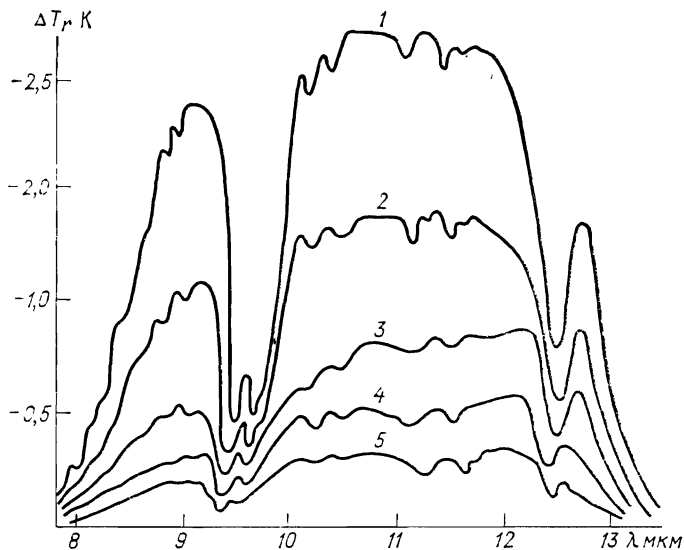


Рис. 5.7. Радиационный градиент ΔT_r уходящего теплового излучения атмосферы для направления в надир в окне прозрачности 8—13 мкм, обусловленный влиянием аэрозоля.

Дальность видимости: 1) 1 км, 2) 2 км, 3) 5 км, 4) 10 км, 5) 20 км.

атмосферы для направления в надир в окне прозрачности 8—13 мкм, обусловленная вкладом атмосферного аэрозоля. Расчеты выполнены для сельской местности в средних широтах при относительной влажности $\geq 85\%$ и различных дальностях видимости у земной поверхности. В полосах сильного атмосферного поглощения (5,4—7,6 мкм и 13,5—16,0 мкм) контрасты радиационной температуры близки к нулю, в то время как в окне прозрачности они заметны. Характерная полоса 9,6 мкм в спектре ΔT_r обусловлена влиянием атмосферного озона. Характерно, что увеличение замутненности приземного пограничного слоя атмосферы (0—0,5 км) приводит к росту ΔT_r , но даже в условиях очень плотных приземных туманов ΔT_r не превосходит 3—4 К. Столь невысокие значения ΔT_r обусловлены малым диапазоном высот распространения туманов.

В зимних условиях (отрицательные по Цельсию температуры на поверхности) слой атмосферной дымки «прижат» к подстилающей поверхности. С другой стороны, на высотах $z < 3$ км температурный градиент мал. Эти обстоятельства приводят к тому, что в зимних условиях в средних широтах, Арктике и Субарктике аэрозоль оказывает слабое влияние на трансформацию восходящего теплового излучения.

Аэрозоль в слое активного турбулентного обмена (0—2 км) над морскими акваториями, значительно удаленными от побережья, является более крупнодисперсным по сравнению с континентальным аэрозолем и в области окон прозрачности ослабляет излучение в большей степени за счет механизма рассеяния. Увеличение коэффициентов рассеяния обусловлено значительным содержанием в аэрозоле солей NaCl и KCl, прозрачных в ИК области спектра (8—14 мкм). В связи с этим влияние морского

аэрозоля на уменьшение интенсивности $I_{\lambda}^{\uparrow}$ уходящего излучения проявляется слабее по сравнению с континентальным аэрозолем.

Заметное влияние морского аэрозоля на $I_{\lambda}^{\uparrow}$ проявляется лишь в области спектра 8,2—9 мкм. Над морскими акваториями существен вклад в перенос излучения более высоких аэрозольных слоев: фоновое, тропосферное пылевое и стратосферное, обладающих сильными полосами поглощения в диапазоне спектра $\lambda > 9$ мкм.

Наиболее сильное влияние на трансформацию восходящего и уходящего теплового излучения Земли оказывает аэрозоль аридных и субаридных регионов, особенно в условиях пылевой бури, когда оптическая толщина вертикального столба атмосферы τ на длине волны около 0,5 мкм может достигать значения 1,2. Нами были выполнены расчеты полей теплового излучения в условиях пылевого выноса для трех вертикальных профилей оптической плотности аэрозоля, представленных в табл. 5.1.

Первый вертикальный профиль оптической плотности атмосферы отвечает предшествующему пылевой буре состоянию атмо-

Таблица 5.1

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ПРОФИЛИ ОПТИЧЕСКОЙ ПЛОТНОСТИ АТМОСФЕРНОГО
АЭРОЗОЛЯ $\partial\tau_a/\partial z$ В УСЛОВИЯХ АРИДНЫХ И СУБАРИДНЫХ ЗОН

z км	$\partial\tau_a/\partial z$			z км	$\partial\tau_a/\partial z$		
	I	II	III		I	II	III
0	0,1	0,6	0,05	5,0	0,02	0,028	0,05
0,5	0,05	0,45	0,07	6,0	0,018	0,020	0,018
1,0	0,05	0,32	0,1	7,0	0,016	0,016	0,016
2,0	0,05	0,17	0,1	8,0	0,014	0,014	0,014
3,0	0,05	0,085	0,1	9,0	0,013	0,013	0,013
4,0	0,05	0,047	0,1	10,0	0,011	0,012	0,011

сферы. Вторая модель вертикального профиля $\partial\tau_a/\partial z$ характеризует условия развитой пылевой бури, когда пылевое облако поднято мощным вертикальным потоком и вовлечено в высотную атмосферную циркуляцию. Для этого случая характерна более крупнодисперсная микроструктура аэрозоля, соответствующая суперпозиции гамма-распределений 3, 9, 10 (см. табл. 3.6). Третий вертикальный профиль отвечает условиям затухания пылевой бури, когда наиболее крупнодисперсная фракция пылевых частиц выпадает из пылевого облака, а само облако рассасывается вертикальными и горизонтальными циркуляционными процессами.

На рис. 5.8 приведено сравнение интенсивностей уходящего теплового излучения для условий ясной и замутненной атмосферы, соответствующих трем описанным выше моделям атмосферного аэрозоля. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что в условиях пылевой бури увеличение оптической плотности и фракции крупных частиц приводит к качественно другим изменениям в спектральной структуре теплового излучения. Значительное влияние на спектральную интенсивность восходящего теплового излучения пылевой аэрозоль оказывает в областях спектра 8,5—11 и 18—22 мкм. В других диапазонах спектра пылевой аэрозоль более слабо поглощает излучение на фоне сильного поглощения атмосферными газами и его влияние на спектральные интенсивности восходящего и уходящего теплового излучения менее заметно.

Над Западной Европой и промышленными районами Северной Америки аэрозоль в зоне интенсивного турбулентного обмена имеет индустриальное происхождение и обладает сильным поглощением в области спектра 2,6—3,5 мкм и в спектральном диапазоне 7,2—25 мкм. Максимумы в полосах поглощения промышленного аэрозоля наблюдаются на длинах волн 2,9; 9 и 18 мкм, в окрестности которых происходит наиболее заметная трансформация спектральных интенсивностей теплового излучения. Увеличение степени замутненности атмосферы приводит к уменьшению интенсивности восходящего излучения на всех зенитных углах. При постоянстве оптической толщины аэрозоля в вертикальном столбе

атмосферы влияние атмосферного аэрозоля на величину $I_\lambda^\uparrow$ над промышленными районами выражено наиболее четко.

Влияние аэрозоля на спектральную и пространственную структуры теплового нисходящего излучения проявляется в большей степени и обусловлено не только механизмом поглощения излучения, но и механизмом рассеяния. Характер этого влияния во многом зависит от соотношения спектральных коэффициентов поглощения и формы индикатрисы рассеяния [49]. Как правило, степень вытянутости индикатрисы рассеяния уменьшается с увеличением длины волны, поэтому механизм рассеяния аэрозолем теплового излучения, приводящий к его перераспределению по направлениям, наиболее важно учитывать в длинноволновом окне прозрачности 8—14 мкм.

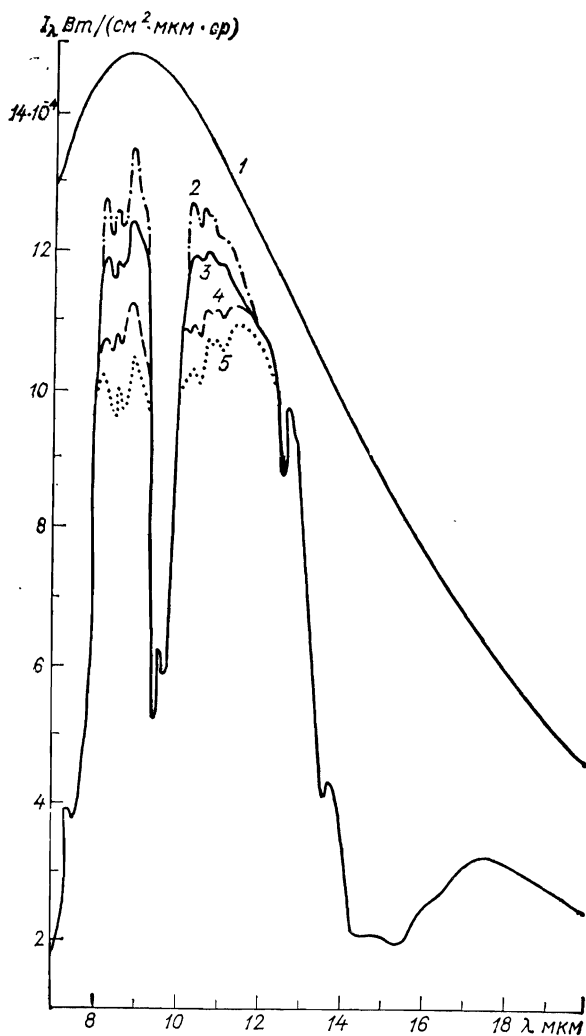


Рис. 5.8. Спектральная интенсивность уходящего теплового излучения Земли для направления визирования в надир в области спектра 7—20 мкм и модели атмосферы 12.

1 — излучение подстилающей поверхности; 2 — ясная атмосфера; 3, 4, 5 — замутненная атмосфера для моделей 1, 3, 2 соответственно.

5.3. ЛУЧИСТЫЙ ТЕПЛООБМЕН В УСЛОВИЯХ ЗАМУТНЕННОЙ АТМОСФЕРЫ

В этом параграфе рассмотрим влияние атмосферного аэрозоля на лучистый теплообмен, применив для решения задачи описанный в предшествующей главе способ моделирования его оптических характеристик. Как и ранее, моделирование переноса излучения выполнено с учетом молекулярного поглощения излучения всеми атмосферными газовыми компонентами. Для оценки влияния аэрозоля на лучистый теплообмен воспользуемся моделью лучисто-конвективного равновесия атмосферы, которая позволяет выявить тенденцию влияния аэрозоля на климат Земли и получить количественные оценки парникового или антипарникового эффекта.

Если вертикальная структура и химический состав атмосферы известны, то определим парниковый эффект как разность температур:

$$\Delta T = T_s - T_r, \quad (5.14)$$

где T_s — температура поверхности планеты; T_r — радиационная температура, которая вычисляется с учетом температуры и концентраций газовых и аэрозольных компонентов, а также облачности, определяющих поток уходящего теплового излучения $F^\uparrow$:

$$T_r = (F^\uparrow / \sigma)^{1/4}, \quad (5.15)$$

$$F^\uparrow = \int d\lambda \int_0^{2\pi} d\varphi \left[\int_0^{\theta_0} I_\lambda^\uparrow(\theta) \sin \theta \cos \theta d\theta + \int_{\theta_0}^{\pi/2} I_\lambda(\theta) \sin \theta \cos \theta d\theta \right]. \quad (5.16)$$

Здесь θ , φ — зенитный и азимутальный углы на уровне верхней границы атмосферы; θ_0 — угол, образованный касательной к поверхности планеты и нормалью на уровне верхней границы атмосферы; I_λ — уходящее излучение атмосферы в зоне горизонта;

$I_\lambda^\uparrow$ — уходящее излучение системы подстилающая поверхность — атмосфера; σ — постоянная Стефана—Больцмана. Естественно, что при отсутствии атмосферы $T_r = T_s$ и $\Delta T = 0$.

Методика расчета $I_\lambda^\uparrow$ и I_λ изложена в [22]. Глобально осредненное тепловое излучение планеты характеризуется равновесной температурой T_e . Если внутренние источники тепла отсутствуют, то T_e определяется из баланса падающей солнечной энергии и уходящего теплового излучения:

$$T_e = (q_0 (1 - A) / 4\sigma)^{0,25}, \quad (5.17)$$

где q_0 — солнечная постоянная планеты, A — ее интегральное альбедо.

Воспользуемся для оценки парникового эффекта моделью радиационно-конвективного равновесия, что требует прежде всего

определения радиационных изменений температуры. Последние определим из уравнения

$$\frac{\partial T(z)}{\partial t} = \frac{g}{c_p(z)} \left(\frac{\partial F[z(p)]}{\partial p(z)} + S^\dagger(z) \frac{\partial A^\dagger(z)}{\partial z} + \frac{\partial A^\dagger(z)}{\partial z} \right). \quad (5.18)$$

Здесь

$$F[z(p)] = F^\uparrow[z(p)] - F^\downarrow[z(p)], \quad (5.19)$$

где $F[z(p)]$ — эффективный поток теплового излучения; $S^\dagger(z)$ — падающий поток коротковолновой радиации; $S^\uparrow(z)$ — отраженный поток коротковолновой радиации; p — давление на высоте z ; $A(z)$ — функция поглощения атмосферы. Зависимость $c_p(z)$ обусловлена изменением физического состояния атмосферы с высотой, а профили $S^\downarrow(z)$ и $S^\uparrow(z)$ определяются структурными характеристиками атмосферы, в том числе облачности и других аэрозольных образований. Интегральные функции поглощения $A(z)$ и $A^\dagger(z)$ для нисходящего и восходящего коротковолнового излучения сложным образом зависят от химического состава и структурных параметров атмосферы и должны быть получены с учетом селективности отраженной поверхностью и рассеянного в атмосфере излучения, геометрии прохождения излучения и его пространственной структуры.

Радиационные изменения температуры $\partial T(z)/\partial t$ вычислены для 53 изобарических уровней, а вертикальный профиль температуры определяется применением обычной для модели радиационно-конвективного равновесия итерационной процедуры:

$$T_{i+1}(z) = T_i(z) + \Delta t \partial T_i(z) / \partial t \quad (5.20)$$

с шагом $\Delta t = 0,5 \dots 1$ сут.

Для большинства моделей атмосфер планет в нижнем слое атмосферы (тропосфере) градиент температуры становится сверхадиабатическим. Поэтому в нижнем слое атмосферы используется условие, что вертикальный градиент температуры не может превосходить радиационно-конвективный градиент. Сшивание частей вертикального профиля температуры, вычисленного в приближении лучистого равновесия для стратосферы и мезосферы и в приближении радиационно-конвективного равновесия для тропосферы, производится с учетом радиационного баланса планеты (5.17) и теплового баланса на ее поверхности

$$\frac{c_p}{g} \int_{p_s}^{p_c} \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right) dp = \frac{c_p}{g} \int_{p_s}^{p_c} \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_r dp + (S_0 - F_0), \quad (5.21)$$

где F_0 — поток теплового излучения поверхности на уровне $z = 0$; S_0 — приходящий к поверхности поток коротковолновой радиации; p_s — давление у поверхности; p_c — давление на уровне, со-

ответствующем точке сшивания радиационного ($\partial T/\partial t$) и радиационно-конвективного ($(\partial T/\partial t)_c$) градиентов температуры. Соотношение (5.21) позволяет согласовать температуру поверхности планеты со структурными и оптическими характеристиками атмосферы.

Известно, что в настоящее время радиационный режим атмосферы определяется присутствием в ней водяного пара, углекислого газа и аэрозоля. При этом влияние водяного пара на парниковый эффект является определяющим. Он поглощает большую часть теплового излучения поверхности Земли, понижая радиационную температуру уходящего излучения. Тем не менее часть излучения поверхности Земли в области окон прозрачности 4,8; 8—13; 18 мкм теряется. Парниковый эффект водяного пара усиливается полосами поглощения углекислого газа и озона. Выполненные нами расчеты [22] показали, что для стандартной модели ARDC парниковый эффект для Земли составляет 33,2 К со следующими вкладами по оптически активным газовым компонентам: H_2O — 20,6 К, CO_2 — 7,2 К, N_2O — 1,4 К, CH_4 — 0,8 К, O_3 — 2,4 К, NH_3 + фреоны + NO_2 + CCl_4 + O_2 + N_2 — 0,8 К.

Далее обратимся к оценке влияния аэрозоля на парниковый эффект для среднего современного состояния замутненности атмосферы. Напомним, что влияние аэрозоля на радиационный режим будет проявляться через изменение альбедо планеты, вертикального профиля скорости радиационного нагревания атмосферы вследствие поглощения излучения Солнца частицами, вертикального профиля скорости радиационного выхолаживания атмосферы за счет трансформации длинноволновых лучистых притоков тепла в полосах поглощения излучения аэрозолем. При этом в зависимости от оптической плотности аэрозоля, его микроструктуры и химического состава создаются условия, при которых рассеяние излучения аэрозолем уменьшает или увеличивает альбедо Земли как планеты. Неоднозначность выводов здесь объясняется неопределенностью свойств аэрозоля, обусловленной большой пространственно-временной изменчивостью поля концентрации и микроструктуры, а также зависимостью химического состава аэрозолей от условий их генерации. Для примера в табл. 5.2 приведены значения вероятности выживания кванта $\tilde{\omega}_0$ в области длин волн от

Таблица 5.2

ВЕРОЯТНОСТЬ ВЫЖИВАНИЯ КВАНТА $\tilde{\omega}_0$ ДЛЯ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ АЭРОЗОЛЕЙ

Аэрозоль	λ мкм				
	0,3	0,5	0,69	1,06	1,7
Промышленный	0,621	0,603	0,592	0,660	0,640
Минеральный	0,776	0,864	0,931	0,952	0,956
Фоновый	0,660	0,720	0,560	0,260	0,090

0,3 до 1,7 мкм промышленного, минерального и фонового тонкодисперсного компонентов атмосферного аэрозоля по результатам теоретических расчетов.

Для мелкодисперсного фонового аэрозоля в ИК области коэффициент поглощения $\sigma_{ал}^a$ превосходит коэффициент рассеяния $\sigma_{ал}^s$ и в области $\lambda > 1$ мкм коэффициент ослабления определяется поглощением излучения аэрозолем. Поэтому тонкодисперсная фракция атмосферного аэрозоля нагревает атмосферу за счет поглощения солнечного излучения и излучает в длинноволновой части спектра, экранируя тепловое излучение подстилающей поверхности. Мелкодисперсный фоновый аэрозоль, как и поглощающий газовый компонент, усиливает парниковый эффект атмосферы, повышая для средних глобальных условий температуру поверхности на 3 К.

Полученные выше оценки парникового эффекта частично компенсируются противоположным антипарниковым воздействием грубодисперсной фракции тропосферного аэрозоля для модели на рис. 4.3: $\Delta T_s = -1,4$ К. Антипарниковое воздействие имеет сульфатный стратосферный аэрозольный слой ($\Delta T_s = -0,5$ К). Однако в среднем по планете, по нашим оценкам, парниковый эффект, обусловленный сильнопоглощающей мелкодисперсной фракцией аэрозоля, преобладает над антипарниковым воздействием фракции крупных аэрозольных частиц. Для средней глобальной модели атмосферы парниковый эффект атмосферного аэрозоля составляет $\Delta T_s = 1,1$ К.

Загрязнение атмосферы в процессе производственной деятельности человека вызывает увеличение сильнопоглощающих частиц аэрозоля (табл. 5.2), которое не приводит к существенным вариациям альбедо планеты, как это ранее отмечалось в [29], но усиливает экранирование уходящего теплового излучения поверхности. Так, увеличение концентрации тропосферного аэрозоля в 1,5 раза за счет производственной деятельности человека приведет к потеплению поверхности на 1,7 К. Увеличение оптической толщи стратосферного фонового аэрозоля в 2 раза (за счет увеличения частиц, содержащих свободный углерод) вызывает возрастание температуры T_s на 0,8 К.

Представляет интерес оценить роль пылевых выносов на радиационный режим атмосферы. Подобные ситуации являются типичными для тропической зоны, когда возникают пылеспесчаные потоки, охватывающие обширные районы, вследствие выноса гигантских облаков пыли в Атлантику с Африканского континента. В условиях пылевого выноса над Атлантическим океаном пылевое облако охватывает обширный район, от 30° ю. ш. до 20° с. ш. Специфичны условия радиационного режима земной атмосферы при наличии пылевого облака над морскими акваториями. В периоды пылевых бурь в зоне пылевых облаков в большинстве случаев наблюдаются безоблачные или малооблачные ситуации при относительно высокой влажности нижней части тропосферы.

Над акваторией Атлантики пылевое облако достигает максимальной плотности на высотах 3—4 км. При этом высота его нижней границы увеличивается по мере удаления от источника генерации аэрозоля, а приводный слой атмосферы является довольно прозрачным. Вертикальные профили температуры при наличии пылевого облака весьма специфичны. Вследствие поглощения солнечной радиации в видимой и ближней ИК областях спектра вертикальный градиент температуры атмосферы в зоне пылевого облака в нижней части атмосферы сильно уменьшается, а под зоной максимума плотности аэрозоля создается локальная температурная инверсия. Выше максимума плотности аэрозольного слоя вертикальный градиент температуры возрастает по сравнению со свободной атмосферой. В этих условиях наблюдается увеличение интенсивности радиационного выхолаживания в приземном слое атмосферы и в окрестности верхней границы пылевого облака, в то время как в зоне пылевого облака лучистый теплообмен ослабляется.

Существенно, что уменьшение длинноволнового излучения водяного пара не всегда компенсируется увеличением излучения пылевого аэрозоля. Последнее приводит к ослаблению вертикального градиента эффективного потока длинноволнового излучения в зоне пылевого облака и уменьшению скорости радиационного выхолаживания.

В последние годы уделяется большое внимание разработке методов учета радиационных факторов в предсказании климата и исследованиям корреляционных связей изменений структурных параметров атмосферы при вариациях ее химического состава как для газовых компонентов, так и для компонентов, находящихся в дисперсной фазе [26—31]. В [71] нами выполнены расчеты и исследованы зависимости высотного профиля временных радиационных изменений температуры от вариаций параметров, характеризующих метеосостояния атмосферы (влажности воздуха, вертикального профиля температуры, степени замутненности тропосферы и стратосферы, наличия или отсутствия облачности, ее высоты, формы и степени развитости).

На рис. 5.9 приведены вертикальные профили скорости $\partial T(z)/\partial t$ радиационных изменений температуры для различных моделей ясной, облачной и замутненной атмосферы, вычисленные по формуле

$$\partial T(z)/\partial t = - \frac{1}{\rho(z) c_p} \frac{\partial}{\partial z} (F^\uparrow(z) - F^\downarrow(z)), \quad (5.22)$$

где $F^\uparrow(z)$ и $F^\downarrow(z)$ — соответственно вертикальные профили восходящего и нисходящего интегральных полусферических потоков теплового излучения; $\rho(z)$ — плотность атмосферы; c_p — удельная теплоемкость. Методика расчетов $F^\uparrow(z)$ изложена в [24].

Для определения влияния различных факторов на радиационное выхолаживание атмосферы нами выполнен факторный анализ

вкладов различных компонентов атмосферы в совокупный вертикальный профиль $\partial T/\partial t$ для различных широтных поясов и времени года. Наиболее заметно проявляется влияние различных факторов на формирование профиля $\partial T/\partial t$ на примере модели тропической атмосферы. Для тропической атмосферы велика роль континуального поглощения излучения водяным паром в радиационном выхолаживании в приземных слоях. Так, вблизи поверхности его вклад составляет ≈ 3 К/сут, на высоте 2 км 0,6 К. На высоте 4 км

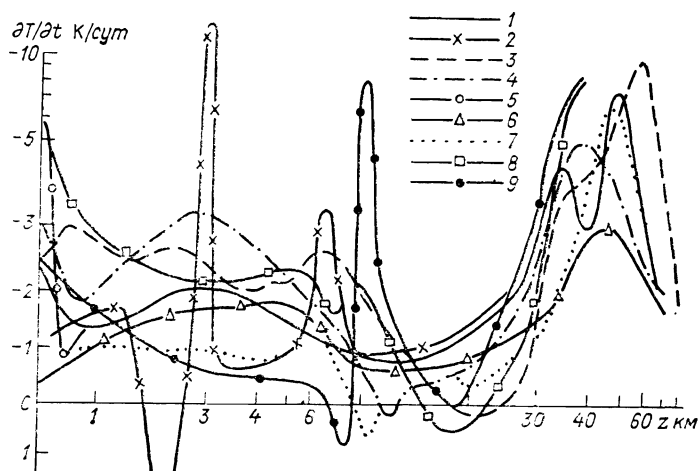


Рис. 5.9. Вертикальные профили скорости радиационного выхолаживания $\partial T/\partial t$ для различных моделей ясной, облачной и замутненной атмосферы.

1 — среднее лето в условиях ясной атмосферы; 2 — облачная атмосфера и модель 1; 3 — аридные регионы; 4 — модель 3 в условиях пылевой бури; 5 — туман в пограничном слое; 6, 7 — зима; 8 — тропики; 9 — модель 8 и перистые облака толщиной 3 км.

вклад в радиационное выхолаживание за счет континуального поглощения не превосходит 0,1 К/сут. По мере уменьшения температуры поверхности планеты уменьшается содержание водяного пара в вертикальном столбе атмосферы и вклад континуального поглощения в формирование профиля $\partial T/\partial t$. Для среднеглобальной модели атмосферы он составляет 0,4 К/сут у поверхности Земли и 0,05 К/сут на высоте 2 км. Для зимних условий влияние континуального поглощения пренебрежимо мало [30].

Для всех моделей атмосферы определяющее влияние на радиационное выхолаживание тропосферы оказывает водяной пар, в то время как радиационное выхолаживание за счет поглощения излучения CO_2 мало. Характерно, что озон в диапазоне высот 20—27 км вызывает потепление, обусловленное поглощением более интенсивного восходящего излучения поверхности планеты и тропосферы (по сравнению с нисходящим излучением). Радиационное

выхолаживание озоном велико на высотах более 30 км. Однако определяющее влияние на радиационное выхолаживание стратосферы оказывает CO_2 . Этим обусловлена важность учета долгосрочных трендов содержания CO_2 в предсказании изменения климата Земли. Роль малых газовых компонентов (N_2O , NO , CO , NO_2 , NH_3 , CH_4 , HNO_3 , фреоны, углеводородные соединения) в формировании профиля $\partial T(z)/\partial t$ невелика и их учет более необходим при рассмотрении долгосрочных трендов и эволюции климата [22, 33]. Совокупное влияние малых газовых компонентов на величину $\partial T(z)/\partial t$, как правило, не превосходит 0,2 К/сут.

Существенная зависимость потоков нисходящего и восходящего теплового излучения от стратификации атмосферы обуславливает значительные вариации скоростей радиационного выхолаживания с высотой при изменении состояния атмосферы. Максимальные значения выхолаживания тропосферы наблюдаются для тропической атмосферы в аридных и субаридных регионах. В условиях сильной запыленности атмосферы радиационное выхолаживание усиливается в верхних слоях тропосферы и уменьшается в ее приземных слоях.

Ранее уже отмечалось, что сведения по оптическим постоянным минерального аэрозоля по данным разных авторов сильно различаются, особенно для видимой и ближней ИК областей спектра. Последние обстоятельства обусловлены не только различиями мнимой части комплексного показателя n преломления разных образцов почв, но и большими ошибками оптических методов восстановления n . Будем полагать, что модели минерального аэрозоля и его оптические характеристики, представленные в главах 3 и 4, близки к реальным и применимы для оценочных расчетов влияния пылевых выносов на радиационный режим.

Выполненные нами расчеты показывают, что пылевой вынос уменьшает альbedo планеты вследствие значительного поглощения аэрозолем коротковолновой радиации. Если бы пылевое облако оптической толщиной $\tau_a = 0,4$ покрыло всю планету, то ее альbedo уменьшилось бы на 16 %. Принимая во внимание, что пылевые облака покрывают около 0,1 площади планеты, получаем уменьшение планетарного альbedo на 1,6 %. Последнее эквивалентно увеличению радиационной температуры планеты примерно на 1 К.

Вычисление температуры поверхности планеты в приближении радиационно-конвективного равновесия для рассмотренной выше модели пылевого выноса приводит к увеличению средней глобальной температуры планеты на 2,1 К. Таким образом, увеличение запыленности тропосферы является важным климатообразующим фактором не только в региональном, но и в планетарном масштабе.

Наличие туманной дымки и тумана в приземном слое атмосферы приводит к усилению радиационного выхолаживания приземного пограничного слоя, где $\partial T/\partial t$ может достигать значений $-6 \dots -26$ К/сут. Сильное радиационное выхолаживание при

условии низкой степени турбулизованности приземной атмосферы способствует понижению температуры приземных слоев облачности и развитию конденсационных процессов при высокой влажности атмосферы.

Наличие облачности приводит к инверсии в профиле радиационного выхолаживания температуры [76, 77]. В частности, усиливается выхолаживание в верхних слоях облачности и в надоблачной атмосфере, в то время как в подоблачном слое и в нижнем граничном слое облачности наблюдается радиационное нагревание. В случае модели двухъярусной облачности наблюдается значительное уменьшение выхолаживания атмосферного слоя, расположенного между нижним и верхним ярусами облачности.

Радиационное выхолаживание стратосферы в значительной мере зависит от ее влажности и вертикального профиля концентрации озона. Максимумы $\partial T/\partial t$ наблюдаются на высотах 40—60 км в зависимости от структурных характеристик атмосферы. В табл. 5.3 приведены вертикальные профили $\partial T(z)/\partial t$ (К/сут) при разрешении по высоте, равном 0,5 км, для моделей: свободной от аэрозоля атмосферы (графа 1), тропической зоны (графа 2) и зимы в средних широтах (графа 3). Там же (графа 4) дан профиль $\partial T(z)/\partial t$ для модели атмосферы тропической зоны, когда небосвод покрыт перистыми облаками толщиной 1 и 3 км при уровне нижней границы облачности 8 км. Как и в случае облаков нижнего и среднего ярусов, облака верхнего яруса приводят к некоторому уменьшению радиационного выхолаживания подоблачной атмосферы и увеличению радиационного выхолаживания в надоблачной атмосфере. Вблизи верхней границы $\partial T/\partial t$ в перистых облаках достигает -10 К/сут.

Таблица 5.3

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ПРОФИЛИ $\partial T(z)/\partial t$ ДЛЯ РАЗЛИЧНЫХ МОДЕЛЕЙ СТРУКТУРЫ АТМОСФЕРЫ

z км	1	2	3	4	z км	1	2	3	4
0	-5	-1	-4	-2,5	15	0	-0,7	-0,2	-0,4
1	-3	-0,9	-2,5	-1,5	18	+1	-0,5	+0,8	+0,4
3	-2	-1	-1,8	-0,6	21	0	-0,4	-0,2	-0,8
5	-2,2	-0,6	-1,7	-0,4	24	-0,3	-0,6	-0,5	-2
7,5	-1,3	-1	-1,7	0	27	-1	-0,9	-2	-3,3
8	-2,3	-0,9	-0,9	+0,9	30	-2,3	-1	-3,1	-3,9
9,5	-2,4	-0,2	-2,9	-2,6	33	-5	-1,6	-5,6	-6,3
10,5	-2	+0,7	-2,3	-8,5	36	-7	-3	-7,6	-8
12,5	-1,2	-0,2	-1,4	-1,6	39	-8	-7	-8	-8,2

Для облачности оптической толщиной $\tau \geq 0,6$ вертикальные профили $\partial T/\partial t$, вычисленные для слоев подоблачной и надоблачной атмосферы в приближении «черного» облака, хорошо согласуются с $\partial T(z)/\partial t$, вычисленными точными методами.

Для безоблачной атмосферы вертикальный профиль $\partial T(z)/\partial t$ в стратосфере очень сильно зависит от степени ее замутненности. Стратосферный аэрозоль имеет полосы поглощения в области спектра прозрачности 8—12 мкм. За счет поглощения восходящего теплового излучения он нагревает стратосферу, а за счет его отражения усиливает радиационное выхолаживание более низких слоев атмосферы. Расчеты показали, что для аридных и субаридных регионов и в тропической зоне для безоблачной атмосферы стратосферный слой поглощающего аэрозоля оптической толщиной 0,03—0,05 может полностью компенсировать радиационное выхолаживание стратосферы за счет CO_2 в диапазонах высот 13—25 мкм. В силу возможной слоистой структуры стратосферного аэрозоля, профиль $\partial T/\partial t$ может иметь инверсионные скачки с областями радиационного выхолаживания и потепления. Отсюда вытекает важность учета влияния на климат аэрозолей (если они имеют большое время жизни), занесенных в стратосферу через разрывы тропопаузы. Роль стратосферного аэрозоля менее выражена для высоких широт и холодной тропосферы, а также в условиях облачности в силу как уменьшения содержания стратосферного аэрозоля, так и уменьшения восходящего теплового излучения поверхности планеты и тропосферы.

С увеличением высоты концентрация аэрозоля в среднем уменьшается. Однако при этом уменьшается и плотность атмосферы. Можно ожидать, что влияние аэрозоля на радиационный режим и в слоях верхней атмосферы остается существенным. При этом на высотах более 50 км влияние аэрозоля на лучистый теплообмен может усилиться за счет эффекта неравновесности между газовой средой и аэрозолем. Расчеты показывают, что на высотах более 60 км за счет поглощения солнечной радиации температура аэрозоля может превосходить температуру окружающего газа на 30—100 К.

Представляет интерес рассмотреть влияние выноса в стратосферу вулканического аэрозоля на радиационный режим атмосферы. Выброс в стратосферу вулканического аэрозоля приводит к увеличению поглощения стратосферой коротковолновой радиации, а следовательно, к увеличению температуры стратосферы. С другой стороны, вулканический аэрозоль не имеет сильных полос поглощения в области спектра теплового излучения, поэтому изменение в высотной структуре эффективного потока теплового излучения в основном обусловлено изменением вертикального профиля температуры стратосферы. Вулканический аэрозоль при оптической толщине $\tau_a(\lambda = 0,55 \text{ мкм}) \leq 0,1$ слабо влияет на изменения альбедо планеты и в пределах ошибок расчета планетарное альбедо можно полагать постоянным. Такая ситуация обусловлена как поглощающими свойствами вулканического аэрозоля, так и учетом уменьшения поглощения атмосферными газами коротковолновой радиации. Неизменность эффективной температуры планеты требует уменьшения температуры поверхности планеты и нижних слоев тропосферы. Выброс в стратосферу вулканического

аэрозоля с оптической толщиной слоя $\tau_a = 0,1$ приводит к понижению температуры планеты на 2,1 К.

Необходимо принимать во внимание то обстоятельство, что при увеличении вулканической активности происходит рост выброса в тропосферу и стратосферу SO_2 . Известно, что SO_2 имеет сильные полосы поглощения в ультрафиолетовой и ИК областях спектра. Следовательно, увеличение концентрации SO_2 уменьшает альбедо планеты, увеличивает приток к планете коротковолновой радиации и эффективную температуру планеты. Сильные ИК полосы SO_2 приводят к усилению радиационного выхолаживания тропосферы, а в конечном итоге — к усилению парникового эффекта. Решение задачи в приближении радиационно-конвективного равновесия показало, что увеличение концентрации атмосферного SO_2 до $1 \cdot 10^{-6}$ приводит к росту температуры поверхности на 3,7 К.

После выброса вулканического аэрозоля в стратосферу происходит дальнейшая его эволюция по причине фотохимических превращений SO_2 . Возникающий в результате фотохимических превращений аэрозоль растворов серной кислоты приводит к значительным изменениям оптических свойств стратосферного аэрозоля: уменьшению поглощения аэрозолями коротковолновой радиации и увеличению оптической активности аэрозоля в длинноволновой части спектра. Процесс образования сульфатного стратосферного аэрозоля сопровождается уменьшением концентрации SO_2 . Оба процесса приводят к увеличению альбедо планеты и уменьшению температуры поверхности планеты.

Физическое моделирование показывает, что в результате вариаций вулканической активности на Земле могут существенно изменяться ее радиационный режим и температура. В период повышения вулканической активности происходит рост температуры поверхности (за счет выброса SO_2 и увеличения концентрации SO_2), в то время как снижение вулканической активности, как следствие, влечет к понижению температуры поверхности планеты.

Известно, что альбедо системы подстилающая поверхность — атмосфера существенно зависит от климатического пояса и определяется отражательной способностью подстилающей поверхности, степенью покрытия небосвода облаками, поглощающими и рассеивающими свойствами газовой фазы атмосферы [70]. Разные типы подстилающей поверхности обладают сильно различающимися способностями поглощать и отражать коротковолновую радиацию и имеют весьма различные альбедо. Например, альбедо морской поверхности не превосходит значения 0,1, альбедо растительного покрова близко к 0,4, а альбедо снега может достигать значения 0,8—0,9. Альбедо различных форм облаков также существенно варьирует в зависимости от положения Солнца на небосводе и степени их развитости. Для выяснения влияния атмосферного аэрозоля на альбедо важно знание высоты верхней и нижней границ облачности, степени перекрытия небосвода облаками нижнего, среднего и верхнего ярусов.

В связи с этим возникают трудности в оценке влияния аэрозоля на альбедо δ системы подстилающая поверхность — атмосфера. С увеличением зенитного угла Солнца альбедо системы подстилающая поверхность — атмосфера в большинстве случаев возрастает. Это возрастание обусловлено увеличением альбедо облаков с ростом зенитного угла Солнца. В [32, 34] представлены зависимости альбедо δ от зенитного угла Солнца θ для различных значений альбедо подстилающей поверхности A и оптической толщины минерального аэрозоля τ . Отражательная способность $A = 0,1$ соответствует морской поверхности, $A = 0,4$ отвечает растительному покрову, $A = 0,7$ — плотным облакам или поверхности, покрытой снегом. Если для морской поверхности аэрозоль увеличивает альбедо системы подстилающая поверхность — атмосфера, то для подстилающей поверхности, покрытой снегом, или в случае покрытия небосвода облаками наблюдается значительное уменьшение альбедо. Если подстилающей поверхностью служит растительный покров, то альбедо с ростом замутненности атмосферы уменьшается при зенитных углах Солнца $\theta < 60^\circ$ и возрастает в диапазоне больших зенитных углов Солнца. В [34] рассмотрено также влияние на альбедо промышленного аэрозоля. Для большинства зенитных углов Солнца рост замутненности атмосферы промышленным аэрозолем способствует уменьшению альбедо подстилающая поверхность — атмосфера.

Выполним оценки влияния аэрозоля на альбедо для различных моделей атмосферы и подстилающих поверхностей, разной степени замутненности атмосферы и для различных регионов. Для ясной безоблачной атмосферы в условиях отсутствия пылевого выноса только над морскими акваториями и океанами альбедо δ увеличивается с увеличением замутненности атмосферы морским аэрозолем в том случае, если мнимая часть комплексного показателя преломления $\kappa < 0,015$. Это условие выполняется над всеми морскими акваториями, за исключением районов, подверженных сильному антропогенному воздействию.

Ситуация резко изменяется, однако, в условиях присутствия облаков над морскими акваториями по следующим причинам. Во-первых, морской аэрозоль, как правило, располагается ниже верхней границы облачного покрова и его оптическое воздействие экранируется облачным покровом. Во-вторых, альбедо системы морская поверхность — облако резко возрастает. Последнее приводит к тому, что аэрозоль, присутствующий в тропосфере выше облачного покрова, уменьшает альбедо δ . Это уменьшение альбедо оказывается более значительным, если аэрозоль поглощает коротковолновую радиацию. Последнее имеет место в реальной атмосфере, так как надоблачный аэрозоль представляется ансамблем сухих частиц средней глобальной солевой фракции и минеральной пыли. Надоблачный слой пылевого аэрозоля оптической толщиной $\tau_a = 0,2$ уменьшает альбедо системы подстилающая поверхность — атмосфера на 3 %. Над океанами влияние атмосферного аэрозоля на альбедо определяется степенью покрытия небосвода облаками.

Для облачной атмосферы вне зависимости от типа подстилающей поверхности тропосферный аэрозоль всегда приводит к уменьшению альбедо системы подстилающая поверхность—атмосфера. Аналогичное утверждение остается в силе и для безоблачной атмосферы при наличии заснеженной подстилающей поверхности.

Для континентов, когда поверхность суши покрыта растительностью, в условиях отсутствия облачности имеет место практическое отсутствие влияния аэрозоля на интегральное альбедо в диапазоне оптических толщин аэрозоля от 0,05 до 0,5. Последнее означает, что изменяется структура радиационного баланса коротковолновой радиации. Для среднего глобального состояния атмосферы аэрозоль приводит к потеплению в тропосфере и увеличению температуры подстилающей поверхности за счет действия парникового механизма, приводящего к понижению радиационной температуры планеты за счет поглощения длинноволновой радиации аэрозолем. В пределах погрешностей выполненного моделирования потепление в пограничном слое атмосферы составляет 1—3 К.

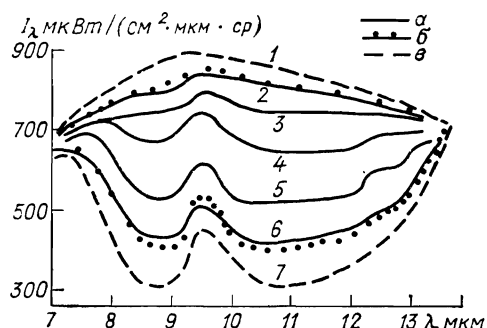


Рис. 5.10. Сопоставление измеренных (а) и вычисленных спектров интенсивностей излучения с учетом городского аэрозоля (б) и для атмосферы (в), не содержащей аэрозоля.

1, 2) $\theta = 90^\circ$; 3) $86,4^\circ$; 4) 84° ; 5) 76° ; 7) 60° .

На рис. 5.10 иллюстрируется сопоставление измеренных и вычисленных спектров интенсивностей нисходящего противозлучения атмосферы для условий городской дымки и свободной от аэрозоля атмосферы [34] в области спектра 7—13,5 мкм. Расчеты выполнены для модели городского аэрозоля с коэффициентами поглощения излучения аэрозолем на длинах волн 3,8; 8,5 и 10,5 мкм, соответственно равными 0,03; 0,06 и 0,05 км⁻¹. Вероятность выживания кванта для этих длин волн оценена значениями 0,7; 0,25 и 0,3. Обращает внимание значительное увеличение спектральной интенсивности теплового нисходящего излучения при зенитных углах визирования $\theta < 75^\circ$, обусловленное влиянием поглощающих и рассеивающих свойств аэрозоля. При углах визирования, близких к геометрическому горизонту, имеет место некоторое уменьшение спектральной интенсивности излучения по сравнению с условиями свободной от аэрозоля атмосферы. Последнее обусловлено эффектом перераспределения излучения по направлениям в результате влияния рассеивающих свойств атмосферного аэрозоля.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев С. Д., Ивлев Л. С. Поглощение инфракрасного излучения различными фракциями атмосферных аэрозолей.— Изв. АН СССР, ФАО, 1980, т. 16, с. 907—916.
2. Асатуров М. Л. Стратосферный аэрозольный слой.— Метеорология и гидрология, 1977, № 3, с. 111—118.
3. Ван де Хюлст Г. Рассеяние света малыми частицами.— М.: Изд-во иностр. лит., 1961.—536 с.
4. Волгин В. М., Ламден К. С. Исследование изменчивости приземного аэрозоля на основе измерений спектральной прозрачности.— Изв. АН СССР, ФАО, 1978, т. 14, № 6, с. 676—680.
5. Голованев В. А., Горчаков Г. И., Емиленко А. С. и др. О климатической изменчивости матриц рассеяния света в атмосфере.— Изв. АН СССР, ФАО, 1971, т. 7, № 12, с. 1318—1323.
6. Григорьев А. А., Липатов В. Б. Пылевые бури по данным космических исследований.— Л.: Гидрометеиздат, 1974.—31 с.
7. Григорьев А. А., Ивлев Л. С., Липатов В. Б. Анализ ТВ изображения пылевой бури с ИСЗ «Метеор-4», в районе северного Предкавказья.— В кн.: Проблемы физики и атмосферы, 1976, вып. 14, с. 75—86.
8. Дейрменджан Д. Рассеяние электромагнитного излучения сферическими частицами.— М.: Мир, 1971.—165 с.
9. Довгалюк Ю. К., Ивлев Л. С. Физика водных и других атмосферных аэрозолей.— Л.: Изд-во ЛГУ, 1977.—253 с.
10. Дябин Ю. П., Танташев М. В., Мирумянц С. О. и др. Сезонные вариации вертикальных профилей атмосферного аэрозоля в нижней тропосфере.— Изв. АН СССР, ФАО, 1977, т. 13, № 11, с. 1205—1211.
11. Зуев В. Е. Распространение видимых и инфракрасных волн в атмосфере.— М.: Советское радио, 1970.—496 с.
12. Зуев В. Е., Белов В. Ф., Ивлев Л. С. и др. Расчет стратифицированной модели атмосферного аэрозоля для волн оптического зондирования $\lambda=0,6943; 1,06; 2,36; 10,6$ мкм.— Изв. ВУЗов СССР, физика, 1974, № 11.
13. Зуев В. Е., Кабанов М. В. и др. Некоторые результаты исследований оптических свойств морской прибрежной дымки.— Изв. АН СССР, ФАО, 1978, т. 14, № 12, с. 1268—1274.
14. Иванов А. И., Каримова Л. М., Коровченко В. А. Спектральные исследования поглощения солнечной радиации естественным аэрозолем.— Изв. АН СССР, ФАО, 1980, т. 16, № 8, с. 869—877.
15. Ивлев Л. С. Микроструктура атмосферного аэрозоля./Под ред. К. Я. Кондратьева.— В кн.: Проблемы физики атмосферы. Л., Изд-во ЛГУ, 1974, с. 51—59.
16. Ивлев Л. С., Попова С. И. Комплексный показатель преломления вещества диспергированной фазы атмосферного аэрозоля.— Изв. АН СССР, ФАО, 1973, т. 9, № 10, с. 1034—1043.
17. Киселева М. С. О возможных значениях параметров аэрозоля в стратосфере.— Изв. АН СССР, ФАО, 1980, т. 16, № 5, с. 536—539.
18. Кондратьев К. Я., Москаленко Н. И. Принципиальные аспекты проблемы переноса излучения в атмосферах.— В кн.: Тезисы докладов II Всесоюзного совещания по атмосферной оптике. Томск, 1980, ч. 3, с. 3—10.

19. Кондратьев К. Я. Комплексный энергетический эксперимент (КЭНЭКС): некоторые результаты и перспективы.— Метеорология и гидрология, 1976, № 8, с. 3—9.
20. Кондратьев К. Я., Васильев О. Б., Ивлев Л. С. и др. Влияние аэрозоля на перенос излучения: возможные климатические последствия.— Л.: Изд-во ЛГУ, 1973.—266 с.
21. Кондратьев К. Я., Ивлев Л. С., Никольский Г. А. Комплексные исследования стратосферного аэрозоля.— Метеорология и гидрология, 1974, № 9, с. 16—26.
22. Кондратьев К. Я., Москаленко Н. И. Эволюция атмосферы и парниковый эффект.— Изв. АН СССР, ФАО, 1980, т. 16, № 11, с. 1151—1162.
23. Кондратьев К. Я., Москаленко Н. И., Терзи В. Ф. Замкнутое моделирование оптических характеристик атмосферного аэрозоля.— ДАН СССР, 1980, т. 253, № 6, с. 1354—1356.
24. Кондратьев К. Я., Москаленко Н. И. Тепловое излучение планет.— Л.: Гидрометеиздат, 1977.—264 с.
25. Кондратьев К. Я., Орленко Л. Р. (ред). Комплексный энергетический эксперимент (материалы экспедиции КЭНЭКС-70).— Труды ГГО, 1972, вып. 276.—280 с.
26. Кондратьев К. Я., Тер-Маркарянц П. Е. Полный радиационный эксперимент.— Л.: Гидрометеиздат, 1976.—240 с.
27. Кондратьев К. Я., Поздняков Д. В. Аэрозольные модели атмосферы.— М.: Наука, 1981.—104 с.
28. Кондратьев К. Я. Радиационные факторы современных изменений глобального климата.— Л.: Гидрометеиздат, 1980.—279 с.
29. Кондратьев К. Я. (ред). Атмосферный аэрозоль и его влияние на перенос излучения.— Л.: Гидрометеиздат, 1978.—120 с.
30. Кондратьев К. Я., Москаленко Н. И. Зависимости структурных вариаций профиля радиационных изменений температуры от метеосостояния атмосферы.— ДАН СССР, 1980, т. 254, № 1, с. 68—71.
31. Кондратьев К. Я., Москаленко Н. И. Замкнутая параметризация лучистого теплообмена в атмосфере.— В кн.: Тезисы докладов XI Всесоюзного совещания по актинометрии. Ч. 4.— Таллин, 1980, с. 7—12.
32. Кондратьев К. Я., Москаленко Н. И., Терзи В. Ф. и др. Моделирование оптических характеристик атмосферного аэрозоля над континентами.— ДАН СССР, 1981, т. 260, № 1, с. 56—59.
33. Кондратьев К. Я. Стратосфера и климат.— М.: изд. ВИНТИ, сер. метеорол. и климатол., т. 6, 1981.—222 с.
34. Кондратьев К. Я., Москаленко Н. И., Терзи В. Ф. Моделирование оптических характеристик атмосферного аэрозоля в промышленных зонах.— ДАН СССР, 1981, т. 259, № 4, с. 814—817.
35. Любовцева Ю. С., Шукуров Л. М. Инфракрасные спектры поглощения атмосферного аэрозоля.— ДАН СССР, 1977, т. 237, № 5, с. 1048—1050.
36. Любовцева Ю. С. О фотохимической и конденсационной изменчивости субмикронной фракции природного аэрозоля.— Изв. АН СССР, ФАО, 1978, т. 14, № 2, с. 229—233.
37. Любовцева Ю. С., Юдин Н. И. Термооптическое исследование процессов физико-химической трансформации природного аэрозоля.— Изв. АН СССР, ФАО, 1979, т. 15, № 5, с. 533—539.
38. Малкевич М. С., Георгиевский Ю. С. Статистические характеристики спектральной структуры ослабления радиации при различной замутненности приземного слоя атмосферы.— Изв. АН СССР, ФАО, 1978, т. 14, № 3, с. 273—285.
39. Матешвили Ю. Д., Розенберг Г. В., Сандомирский А. Б. Высотный ход зависимости коэффициента рассеяния воздуха в красной области спектра по измерениям с космического корабля «Союз-22».— Изв. АН СССР, ФАО, 1980, т. 16, № 8, с. 867—869.
40. Москаленко Н. И. О влиянии атмосферного аэрозоля на спектральное и угловое распределение теплового излучения.— Изв. АН СССР, ФАО, 1975, т. 11, № 12, с. 1251—1262.

41. Москаленко Н. И., Терзи В. Ф., Задорина Н. В. Влияние микроструктуры на оптические характеристики атмосферного аэрозоля.— В кн.: Тезисы докладов 5-го Всесоюзного симпозиума по лазерному и акустическому зондированию атмосферы, ч. 1. Томск, 1978, с. 204—208.
42. Москаленко Н. И., Танташев М. В., Терзи В. Ф. и др. Вариации оптических характеристик атмосферного аэрозоля в зависимости от его микроструктуры и химического состава.— В кн.: Материалы Всесоюзного совещания по распространению оптического излучения в дисперсной среде. М., Гидрометеиздата, 1979, с. 106—110.
43. Москаленко Н. И., Терзи В. Ф. Оптические характеристики тропосферного аэрозоля.— В кн.: Тезисы докладов 5-го Всесоюзного симпозиума по распространению лазерного излучения в атмосфере, ч. 1. Томск, 1979, с. 104—109.
44. Москаленко Н. И., Терзи В. Ф. Коэффициенты рассеяния, поглощения и индикатрисы рассеяния стратосферного аэрозоля.— В кн.: Тезисы докладов 5-го Всесоюзного симпозиума по распространению лазерного излучения в атмосфере, ч. 1. Томск, 1979, с. 110—112.
45. Москаленко Н. И., Терзи В. Ф. Коэффициенты рассеяния, поглощения и индикатрисы рассеяния пылевого аэрозоля.— В кн.: Тезисы докладов 5-го Всесоюзного симпозиума по распространению лазерного излучения в атмосфере, ч. 1. Томск, 1979, с. 113—117.
46. Москаленко Н. И., Терзи В. Ф. Построение замкнутых моделей оптических характеристик атмосферного аэрозоля.— В кн.: Тезисы докладов 5-го Всесоюзного симпозиума по распространению лазерного излучения в атмосфере, ч. 1. Томск, 1979, с. 49—52.
47. Москаленко Н. И., Терзи В. Ф., Скворцова С. Я. Модели оптических характеристик атмосферного аэрозоля над морскими акваториями.— В кн.: Тезисы докладов VI Всесоюзного симпозиума по распространению лазерного излучения в атмосфере, ч. 1. Томск, 1981, с. 39—43.
48. Москаленко Н. И., Терзи В. Ф. Перенос радиации в поглощающей и рассеивающей атмосфере.— В кн.: Тезисы докладов XI Всесоюзного совещания по актинометрии, ч. 4. Таллин, 1980, с. 43—46.
49. Москаленко Н. И., Терзи В. Ф. Лучистые потоки КВ излучения и их структура по данным расчетов на ЭВМ.— В кн.: Радиационные процессы в атмосфере и на земной поверхности. Л., Гидрометеиздат, 1979, с. 247—252.
50. Москаленко Н. И., Терзи В. Ф. Спектральная и пространственная структуры полей коротковолновой и длинноволновой радиации над океаном по результатам расчетов на ЭВМ.— В кн.: Оптические методы изучения океанов и внутренних водоемов. Таллин, 1980, с. 217—220.
51. Некоторые результаты зондирования микроструктуры стратосферного аэрозоля многочастотным лидаром/В. Е. Зуев, Н. В. Козлов, Э. В. Макиенко и др.— Изв. АН СССР, ФАО, 1977, т. 13, № 6, с. 648—654.
52. Оптические свойства атмосферы над водной подстилающей поверхностью/С. И. Авдюшкин, Е. Е. Артемкин, В. Н. Емельянов, А. Е. Микиров.— В кн.: Вопросы оптики атмосферы. М., Гидрометеиздат, 1980, с. 65—73.
53. Оптические параметры атмосферного аэрозоля/Г. В. Розенберг, Г. И. Горчаков, Ю. С. Георгиевский, Ю. С. Любовцева.— В кн.: Физика атмосферы и проблема климата. М., Наука, 1980, с. 216—257.
54. Оценков С. Л. О чувствительности индикатрисы рассеяния к оптическим постоянным вещества и дисперсному составу атмосферного аэрозоля.— Изв. АН СССР, ФАО, 1979, т. 15, № 10, с. 1036—1042.
55. Первое совещание по атмосферной оптике. Тезисы докладов. Ч. 1.— Томск, 1976.—286 с.
56. Петров М. П. Пустыни земного шара.— Л.: Наука, 1973.—435 с.
57. Пигап—климат. Климат и аэрозоли/Под ред. Е. П. Борисенкова, К. Я. Кондратьева.— Л.: Гидрометеиздат, 1976.—131 с.
58. Поле излучения сферической атмосферы/К. Я. Кондратьев, Г. И. Марчук, А. А. Бузников и др.— Л.: Изд-во ЛГУ, 1977.—214 с.

59. Пришивалко А. П. Обводнение частиц и элементы матрицы рассеяния света атмосферным аэрозолем.—Препринт № 103. Минск, изд. Института физики АН БССР, 1976.—60 с.

60. Пятый Всесоюзный симпозиум по распространению лазерного излучения в атмосфере. Тезисы докладов. Ч. 1—4.—Томск, 1979.

61. Ракипова Л. Р. Тепловой режим атмосферы.—Л.: Гидрометеиздат, 1957.—184 с.

62. Розенберг Г. В., Георгиевский Ю. С., Капустин В. Н. и др. Субмикронная фракция аэрозоля и поглощение света в окне 8—14 мкм.—Изв. АН СССР, ФАО, 1977, т. 13, № 11, с. 1185—1191.

63. Розенберг Г. В. Покровная фаза аэрозоля и ее роль в атмосфере.—Изв. АН СССР, ФАО, 1979, т. 15, № 10, с. 1094—1097.

64. Розенберг Г. В. О природе аэрозольного поглощения в коротковолновой области спектра.—Изв. АН СССР, ФАО, 1979, т. 15, № 12, с. 1280—1292.

65. Розенберг Г. В., Сandomирский А. В. Оптическая стратификация атмосферного аэрозоля.—Изв. АН СССР, ФАО, 1971, т. 7, № 7, с. 737—749.

66. Розенберг Г. В. Атмосферный аэрозоль и оптика рассеивающих сред.—В кн.: Некоторые проблемы современной физики атмосферы.—М.: Наука, 1981, с. 134—157.

67. Селезнева Е. С. Атмосферные аэрозоли.—Л.: Гидрометеиздат, 1960.—174 с.

68. Смеркалов В. А. Таблицы спектрально-анализирующих функций аэрозольного рассеяния.—Изв. АН СССР, ФАО, 1979, т. 15, № 6, с. 682—690.

69. Сушкевич Т. А. Об учете сильной анизотропии рассеяния в задачах распространения излучения с мононаправленным источником.—Препринт № 132. М., ИПМ АН СССР, 1979, с. 3—25.

70. Тарасова Т. А., Фейгельсон Е. М. Об учете эффекта аэрозоля в лучистом теплообмене.—Изв. АН СССР, ФАО, 1981, т. 17, № 1, с. 18—26.

71. Тезисы докладов XI Всесоюзного совещания по актинометрии. Ч. 1.—7.—Таллин, 1980.—235 с.

72. Тезисы докладов VI Всесоюзного совещания по распространению лазерного излучения в атмосфере. Ч. 1—3.—Томск, 1981, с. 35—41.

73. Теснер П. А. Образование углерода из углеводов в газовой фазе.—М.: Химия, 1972.—265 с.

74. Токин Б. П. Целебные яды растений. Повесть о фитонцидах.—Л.: Лениздат, 1967.—287 с.

75. Федорова Е. О., Решетникова И. С., Нефедова О. В. Высотные измерения индикатрис яркости и углового хода степени поляризации излучения неба в участках спектра 0,8 и 2,2 мкм.—Изв. АН СССР, ФАО, 1973, т. 9, № 8, с. 886—889.

76. Фейгельсон Е. М., Краснокутская Л. Д. Потoki солнечного излучения и облака.—Л.: Гидрометеиздат, 1978.—179 с.

77. Фейгельсон Е. М. (ред). Радиация в облачной атмосфере.—Л.: Гидрометеиздат, 1981.—279 с.

78. Филиппов В. Л. Атмосферные аэрозольные образования. Морфология и сезонные градации.—Изв. ВУЗов СССР, физика, 1976, № 5, с. 34—42.

79. Филиппов В. Л., Макаров А. С., Иванов В. П. Статистические характеристики ослабления видимой и ИК радиации в приземном слое атмосферы.—Изв. АН СССР, ФАО, 1979, т. 15, № 5, с. 557—565.

80. Филиппов В. Л., Иванов В. П. О зависимости аэрозольного ослабления оптического излучения от влажности воздуха.—Метеорология и гидрология, 1979, № 4, с. 65—69.

81. Химия нижней атмосферы/Под ред. С. Расул.—М.: Мир, 1976.—408 с.

82. Чапурский А. И., Черненко А. П., Андреев Н. И. Спектральные радиационные характеристики атмосферы при пылевой буре.—Труды ГГО, 1975, вып. 366, с. 77—85.

83. Шифрин К. С. и др. Оптические исследования структуры аэрозоля над островом Кихну.—В кн.: Оптические методы изучения океанов и внутренних водоемов. Таллин, 1980, с. 249—252.

84. Barger W. R., Garrett W. D. Surface active organic material in the marine atmosphere.—*J. Geophys. Res.*, 1970, 75, p. 4561—4566.
85. Barker D. R., Zeitzlin H. Metal-ion concentrations in sea-surface microlayer and size-separated atmospheric aerosol samples in Hawaii.—*J. Geophys. Res.*, 1972, 77, p. 5076—5086.
86. Barrie L. A., Georgii H. W. An experimental investigation of the absorption of SO₂ by water drops containing heavy metal ions.—*Atmos. Environ.*, 1976, 10, p. 743—749.
87. Becker K. H., Inocencio M. A., Schurath V. The reaction of ozone with hydrogen sulfide and its organic derivatives.—*Int. J. Chem. Kinet. Symp.*, 1975, 1, p. 205—220.
88. Beilke S., Lamb D., Müller J. On the oxidation of SO₂ in aqueous systems.—*Atmos. Environ.*, 1975, 9, p. 1083—1090.
89. Bertrand J., Baudet J., Drochon A. Importance des aerosols naturels en Afrique de l'ouest.—*J. Rech. Atmos.*, 1974, 8, p. 845—860.
90. Bigg E. K. Stratospheric particles.—*J. Atmos. Sci.*, 1975, 32, N 6, p. 910—917.
91. Bigg E. K. Size distributions of stratospheric aerosols and their variations with altitude and time.—*J. Atmos. Sci.*, 1976, 33, N 6, p. 1080—1086.
92. Blanchard D. Electrification of the atmosphere by particles from bubbles in the sea.—In: *Progress in Oceanography/M. Sears (ed.)*. New York, 1963, p. 71—92.
93. Blanchard D. C., Syzdek L. D. Concentration of bacteria in jet drops from bursting bubbles.—*J. Geophys. Res.*, 1972, 77, N 27, p. 5087—5099.
94. Blanchard D. C. Bursting bubbles productivity: the influence of organic matter.—A report R-1324-ARPA, The Rand Corp., 1973.—21 p.
95. Blifford J. J. Tropospheric aerosols.—*J. Geophys. Res.*, 1970, 75, N 15, p. 3099—3103.
96. Blifford I. H., Ringer L. D. The size and number distribution of aerosols in the continental troposphere.—*J. Atmos. Sci.*, 1969, 26, p. 716—721.
97. Blifford I. H., Burgmeier J. W., Junge C. E. Modification of aerosol size distributions in the troposphere.—NCAR Techn. Note, NCAR-TN/STR-98, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, 1974.—64 p.
98. Bodhaine B. A., Pueschel R. F. Flame photometric analysis of the transport of sea salt particles.—*J. Geophys. Res.*, 1972, 77, N 27, p. 5106—5115.
99. Bullrich K., Hänel G. Effects of organic constituents on extinction and absorption coefficients and liquid water contents of fogs and clouds.—*Pure Appl. Geophys.*, 1978, 116, N 2—3, p. 293—301.
100. Bullrich K., Hänel G. Effects of organic aerosol constituents on extinction and absorption coefficients and liquid water contents of fogs and clouds.—*Pageoph.*, 1978, 116, p. 293—301.
101. Bridgman H. A. Aerosol extinction at 500 nm in Urban and Rural air at Milwaukee in April 1976.—*J. Appl. Meteorol.*, 1979, 17, N 2, p. 105—116.
102. Brinkmann W. L. J., V. da M. Santos. The emission of biogenic hydrogen sulfide from Amazonian flood plain lakes.—*Tellus*, 1974, 26, p. 261—267.
103. Brosset C., Andreasson K., Ferm M. The nature and possible origin of acid particles observed at the Swedish west coast.—*Atmos. Environ.*, 1974, 9, p. 631—642.
104. Byers H. R., Sievers J. R., Tufts B. J. Distribution in the atmosphere of certain particles capable of serving as condensation nuclei.—In: *Artificial stimulation of rain*. London, Pergamon Press, 1957, p. 47—72.
105. Cadle R. D., Fischer W. H., Frank E. R., Lodge J. P. Particles in the Antarctic atmosphere.—*J. Atmos. Sci.*, 1968, 25, p. 100.
106. Cadle R. D., Lodge J. P., Brass K. A. et al. Trace constituents emitted to the atmosphere by Hawaiian volcanos.—*Chemoshere*, 1973, 2, p. 231—234.
107. Carlson T. W., Caverly R. S. Radiative characteristics of Saharan dust at solar wavelengths.—*J. Geophys. Res.*, 1977, 82, N 21, p. 3141—3152.

108. Carlson T., Prospero J. M. Saharan air outbreak: meteorology, aerosols and radiation.—Rep. US GATE Central Program Workshop. Boulder, Colorado, 1977, p. 57—78.
109. Charlson R. J., Covert D. S., Larson T. V., Waggoner A. P. Chemical properties of tropospheric sulfur aerosols.—*Atmos. Environ.*, 1978, 12, p. 39—53.
110. Chepil W. S., Woodruff N. P. Sedimentary characteristics of dust storms. II. Visibility and dust concentration.—*Amer. J. Sci.*, 1957, 255, p. 104—114.
111. Chepil W. S., Woodruff N. P. The physics of wind erosion and its control.—In: *Advances in Agronomy*, 1963, 15, p. 211—299.
112. Chylek P., Grams G. W., Pinnick R. G. Light scattering by irregular randomly oriented particles.—*Science*, 1976, 193, p. 480—482.
113. Clayton R. N., Mayeda T. K., Fackson M. L., Sridhar K. Tropospheric aerosols from some major dust storms.—*J. Appl. Meteorol.*, 1979, 17, N 6, p. 832—845.
114. Cordon et al. Signal-light nomogram.—*J. Opt. Soc. Amer.*, 1975, 65, N 2, p. 111—118.
115. Corradini C., Tanna G. On the reliability of parametrization of microphysics in fog models.—*J. Appl. Meteorol.*, 1979, 18, N 4, p. 487—494.
116. Gras T. L., Laby T. E. Southern hemisphere stratospheric aerosol measurements. I. Simultaneous impactor and in situ single particle (light-scatter) detection.—*J. Geophys. Res.*, 1978, 83, N 12, p. 1869—1874.
117. Gras T. L., Ayers G. P. On sizing impacted sulfuric acid aerosol particles.—*J. Appl. Meteorol.*, 1979, 18, N 5, p. 634—638.
118. Gras T. L., Michael C. G. Measurement of stratospheric aerosol partial size distribution.—*J. Appl. Meteorol.*, 1979, 18, N 7, p. 855—860.
119. Crutzen P. G. SST's—a threat to the earth's ozone shield.—*AMBIO*, 1972, 1, N 2, p. 41—47.
120. Davis D. D., Heaps W., McGee T. Direct measurements of natural tropospheric levels of OH via an aircraft-borne tunable dye laser.—*Geophys. Res. Lett.*, 1976, 3, p. 331—333.
121. Davis D. D., Klauber G. Atmospheric gas phase oxidation mechanisms for the molecules SO_2 .—*Int. J. Chem. Kinet. Symp.*, 1975, 1, p. 543—556.
122. Day J. A. Production of droplets and salt nuclei by the bursting of air-bubble films.—*Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 1964, 90, p. 72—78.
123. Delany A. C. Airborne dust collected at Barbados.—*Geochim. Cosmochim. Acta*, 1967, 31, p. 885—909.
124. Delany A. C., Pollack W. H., Shedlovsky J. P. Tropospheric aerosol: the relative contribution of marine and continental compounds.—*J. Geophys. Res.*, 1973, 78, N 27, p. 6219—6245.
125. Delany A. C., Zenchelsky S. The organic component of wind-erosion-generated soil-derived aerosol.—*Soil Sci.*, 1976, 121, N 3, p. 146—155.
126. DeLuisi J. J., Blifford I. H., Takamine I. A. Models of tropospheric aerosol size distribution derived from measurements at three locations.—*J. Geophys. Res.*, 1972, 77, N 24, p. 4529—4538.
127. DeLuisi J. J., Furukawa P. M., Gillette D. A. et al. Results of a comprehensive atmospheric aerosol-radiation experiment in Southwestern United States. I. Size distribution, extinction, optical depth and vertical profiles of aerosols suspended in the atmosphere.—*J. Atmos. Sci.*, 1976, 15, N 5, p. 441—454.
128. DeLuisi J. J., Furukawa P. M., Gillette D. A. et al. Results of a comprehensive atmospheric aerosol-radiation experiment (first GAARS field test) in Southwestern United States. II. Radiation flux measurements and theoretical interpretation.—*J. Atmos. Sci.*, 1976, 15, N 5, p. 455—463.
129. DeLuisi J. J., Furukawa P. M., Gillette D. A. et al. Results of a comprehensive atmospheric aerosol-radiation experiment in the southwestern United States.—*J. Appl. Meteorol.*, 1976, 15, N 15, p. 263—271.
130. Dinger J. E., Howell H. B., Wojciechowski T. A. On the source and composition of cloud nuclei in a subsident air mass over North Atlantic.—*J. Atmos. Sci.*, 1970, 27, p. 791—797.
131. Duce R. A., Quinn J. G., Wade T. L. Atmospheric hydrocarbons over the ocean.—*International Symposium on the Chemistry of Sea/Air Particu-*

- late Exchange Process, 1973, Nice, France, Bulletin de l'Union des Oceanographes de France, Special issue, 1973.—133 p.
132. Duce R. A. Particulate and vapor phase organic carbon in the global troposphere: budget considerations.—Pure Appl. Geophys., 1978, 116, p. 244—273.
133. Duce R., Quinn G., Wade L. Residence time of non-methane hydrocarbons in the atmosphere.—Marine Poll. Bull., 1974, 5, p. 59—61.
134. Ellsaesser H. W. The upward trend in airborne particulates that isn't.—In: The changing global environment/Singer S. F. (ed.), Dordrecht-Holland: D. Reidel Publ. Co., 1975, p. 235—269.
135. Ellsaesser H. W. The upward trend in airborne particulates that isn't.—In: The changing global environment/Singer S. F. (ed.). Dordrecht—Boston, D. Reidel Publ. Co., 1975, p. 235—272.
136. Eriksson E. The chemical composition of Hawaiian rainfall.—Tellus, 1957, 9, p. 509—520.
137. Eriksson E. The yearly circulation of chloride and sulfur in nature; meteorological, geochemical and pedological implications. I.—Tellus, 1959, 11, p. 375—403.
138. Fenn R. W., Gerber H. E., Wasshausen D. J. Atmos. Sci., 1963, 20, p. 155—161.
139. Fenn R. W., Gerber H. E., Wasshausen D. Measurements of the sulfur and ammonium component of the Arctic aerosol of the Greenland icecap.—J. Atmos. Sci., 1963, 20, p. 466—468.
140. Fisher K. Mass absorption indices of various types of natural aerosol particles in the infrared.—Appl. Opt., 1975, 14, N 2, p. 2851—2856.
141. Flyger H., Hansen K., Megaw W. J., Cox L. C. The background level of the summer tropospheric aerosol over Greenland and the North Atlantic.—J. Appl. Meteorol., 1973, 12, p. 161—174.
142. Fonselius S. H. Hydrography of the Baltic deep basins. III.—Fishery Board of Sweden, Ser. Hydrogr., Rep. N 13, 1972.—40 p.
143. Friend J. P. Global sulfur cycle.—In: Chemistry of the lower atmosphere/S. I. Rascol (ed.). New York, 1973.—188 p.
144. Georgii H. W., Jost D., Vitze W. Konzentration und Größenverteilung des Südatmosaerosols in den unteren und mittleren Troposphäre.—Preprint. Ber. Inst. Meteorol. Geophys. Univ. Frankfurt, 1971.—18 p.
145. Gillette D. A., Blifford I. Composition of tropospheric aerosols as a function of altitude.—J. Atmos. Sci., 1971, 28, N 7, p. 1199—1210.
146. Gillette D. A., Blifford I. H. Measurements of aerosol size distribution and vertical fluxes of aerosols on land subject to wind erosion.—Appl. Meteorol., 1972, 11, N 6, p. 977—987.
147. Gillette D. A. On the production of soil wind erosion aerosols having the potential for long range transport.—J. Rech. Atmos., 1974, p. 735—744.
148. Gillette D. A., Goodwin P. A. Microscale transport of sand-sized soil aggregates eroded by wind.—J. Geophys. Res., 1974, 79, N 27, p. 4080—4084.
149. Gillette D. A., Blifford I. H. The influence of wind velocity on the size distribution of aerosols generated by the wind erosion of soils.—J. Geophys. Res., 1974, 79, N 27, p. 4068—4075.
150. Gillette D. A., Blifford J., Jr. Composition of tropospheric aerosols as a function of altitude.—J. Atmos. Sci., 1971, 28, N 7, p. 1199—1210.
151. Gillette D. A., Walker T. R. Characteristics of airborne particles produced by wind erosion of sandy soil, High Plains of West Texas.—Soil Sci., 1977, 123, N 2, p. 97—110.
152. Gitlin S. N. Microprobe analysis of soil erosion aerosols.—In: Advances in X-ray Analysis, 18. Plenum, New York, 1976, p. 606—618.
153. Glaccum R. A., Prospero J. M. The chemical and mineral characteristics of aerosols collected during three major Saharan air outbreaks.—Preprint. Abstr. Amer. Geophys. Union, Spring Meeting, April 1976, Washington, D. C.—1 p.
154. Goldberg E. D. Atmospheric dust, the sedimentary cycle and man.—Earth Sci. Geophys., 1971, 1, p. 117—132.
155. Goodman H. S. Particle concentrations in air in Eastern Australia and Papua New Guinea, 1971 to 1976.—Clear Air, 1977, 8, p. 216—222.

156. Gorham E. On the acidity and salinity of rain.—*Geochim. Cosmochim. Acta*, 1955, 7, p. 231—239.
157. Graedel T. E. Sulfur dioxide, sulfate aerosol and urban ozone.—*Geophys. Res. Lett.*, 1976, 3, p. 181—184.
158. Graedel T. E. The homogeneous chemistry of atmospheric sulfur.—*Rev. Geophys. Space Phys.*, 1977, 15, N 4, p. 421—428.
159. Grams G. W., Blifford I. H., Gillette D. A., Russall P. B. Complex index of refraction of airborne soil particles.—*J. Appl. Meteorol.*, 1974, 13, N 4, p. 459—471.
160. Granat L., Rodhe H., Hallberg R. O. The global sulfur cycle.—In: *Nitrogen, Phosphorous and Sulfur-Global Cycles*, Scope Rep. 7, Ecol. Bull., 1976, Stockholm, 22, p. 89—134.
161. Gravenhorst G. The sulfate component in aerosol samples over the North Atlantic.—*Meteorol. Forsch. Erg.*, 1970, Bd 10, p. 22—31.
162. Greek W. D. Maritime and mixed maritime-continental aerosols along the coast of southern California.—*J. Geophys. Res.*, 1972, 77, N 27, p. 5152—5160.
163. Gurevich M. I. The theory of jets in an ideal fluid.—New York, 1966.—348 p.
164. Hänel G., Dlugi R. Approximation for the absorption coefficient of airborne atmospheric aerosol particles in terms of measured bulk properties.—*Tellus*, 1977, 29, p. 75—82.
165. Hänel G., Thudium J. Mean bulk densities of samples of dry atmospheric aerosol particles: a summary of measured data.—*Pageoph.*, 1974, 115, p. 799—803.
166. Hänel G. The properties of atmospheric aerosol particles as functions of the relative humidity at thermodynamic equilibrium with the surrounding moist air.—In: *Advances in Geophysics*, 1976, 19, p. 73—188.
167. Hänel G., Bullrich K. Physical properties of four types of tropospheric aerosols.—Paper prepared for the Radiation Commission for Intercomparison Studies, 1977.—7 p.
168. Hahn J., Junge C. E. Atmospheric nitrous oxide; a critical review.—*Z. Naturforsch.*, 1977, p. 91—103.
169. Haymes M. F. Marine aerosols: a selective bibliography.—NCAR Techn. Note, Apr. 1972.—92 p.
170. Heist R. H., Reise H. Hydrates in supersaturated binary sulfuric acid-water vapor.—*J. Chem. Phys.*, 1974, 61, p. 573—581.
171. Hidy G. M., Mueller P. K., Wange H. H. et al. Observations of aerosols over southern California coastal waters.—*J. Appl. Meteorol.*, 1974, 13, p. 96.
172. Hidy G. M., Tong E. Y., Mueller P. K. Design of sulfate regional experiment (SURE)—supporting data and analysis.—EPRI Rep. N EC-125, EPRI, Palo Alto, CA 94304, 1976.—48 p.
173. Hogan A. W. Experiments with Aitken counters in maritime atmosphere.—*J. Rech. Atmos.*, 1968, 3, p. 53—57.
174. Hogan A. W. Physical properties of the atmospheric aerosol.—*Atmospheric Sciences Research Center Publ. N 408*, State University of New York, Albany, 1975.—101 p.
175. Hodge P. W., Wright F. W. Summary of a ten-year high-altitude atmospheric dust collection program.—*ASTRA Publ.*, 1972, N 7, Univ. Washington.—19 p.
176. Hoffman D. J., Rosen J. M., Kilnan J. M. Stratospheric aerosol measurements. IV. Global time variations of the aerosol burden and source considerations.—*J. Atmos. Sci.*, 1976, 33, N 9, p. 1782—1788.
177. Hoffman D. J. Stratospheric aerosol determination.—*Canad. J. Chem.*, 1974, 52, N 8, p. 1519—1526.
178. Hoffman D. J., Carroll D. E., Rosen J. M. Estimate of the contribution of the space shuttle effluent to the natural stratospheric aerosol.—*Geophys. Res. Lett.*, 1975, vol. 2, N 3, p. 113—116.
179. Hoffman D. J., Rosen J. M. Balloon observations of the time development of the stratospheric aerosol event of 1974—1975.—*J. Geophys. Res.*, 1977, 82, N 9, p. 1435—1440.

180. Hoffman D. J., Rosen J. M., Kiernan J. M. et al. Stratospheric aerosol measurements. IV. Global time variations of the aerosol burden and source considerations.—Preprint. Dept. of Physics and Astron. Univ. Wyoming, 1976.—17 p.
181. Hoffman D. J., Rosen J. M., Pepin T. J. et al. Global monitoring of stratospheric aerosol, ozone and water vapor.—Progress Rep. Contr. N 00014-70-A-0266-0005. Univ. Wyoming, 1972.—32 p.
182. Hoffman D. J., Rosen J. M., Pepin T. J. et al. Stratospheric aerosol measurements. I. Time variations in northern midlatitudes.—J. Atmos. Sci., 1975, 32, N 7, p. 1446—1456.
183. Hoffman D. J., Rosen J. M., Pinnick R. G. Measurements of stratospheric aerosol size distribution and optical model calculations.—Preprint. Symp. on Radiation, G.-Partenkirchen, 1976.—5 p.
184. Hoffman G. L., Duce R. A. Consideration of the chemical fractionation of alkali and alkali earth metals in the Hawaiian marine atmosphere.—J. Geophys. Res., 1972, 77, N 27, p. 5161—5169.
185. Hoffman G. L., Duce R. A., Hoffman E. J. Trace metals in the Hawaiian marine atmosphere.—J. Geophys. Res., 1972, 77, N 27, p. 5322—5329.
186. Hoffman E. J., Duce R. A. The organic carbon content of marine aerosols collected on Bermuda.—J. Geophys. Res., 1974, 79, p. 4474—4477.
187. Hoffman E. J., Duce R. A. The organic carbon content of marine aerosols collected on Bermuda.—J. Geophys. Res., 1974, 79, p. 4474—4477.
188. Hoffman E. J., Duce R. A. Organic carbon in the marine atmospheric particulate matter: concentration and particle size distribution.—Geophys. Res. Lett., 1978, 12, N 1, p. 121—127.
189. Hoidale G. B., Gomez R. B., Hinds B. D. Occurrence of dust over selected geographical areas.—In: Atmospheric aerosol: their optical properties and effects. A digest of technical papers, Williamsburg, Virginia, 1976.—102 p.
190. Hoppel W. A., Dinger J. F., Ruskin R. E. Vertical profiles of CCN at various geographical locations.—J. Atmos. Sci., 1973, 30, p. 1410—1420.
191. Hoppel W. A. Measurement of size distribution and CCN supersaturation spectrum of submicron aerosol over ocean.—J. Atmos. Sci., 1979, 36, N 10, p. 2006—2015.
192. Huntingdon A. T. The collection and analysis of volcanic gases from Mount Etna.—Phil. Trans. Roy. Soc., London, Ser. A, 1973, 274, p. 119—128.
193. Husar R. B., Friedlander S. K., Heisler S. L. Physical properties of the Los Angeles smog aerosol.—Amer. Chem. Soc., 1973, 166, p. 201—214.
194. Inadvertent climate modification, study of man's impact on climate (SMIC)/Eds. W. H. Matthews, W. W. Kellogg, G. D. Robinson. Cambridge, Mass., 1971.—235 p.
195. Jaenicke R. New results about the tropospheric background aerosol.—J. Geophys. Res., 1974, 79, p. 4474—4486.
196. Jaenicke R. The role of organic material in atmospheric aerosols.—Pageoph., 1978, 116, p. 283—292.
197. Jaenicke R., Junge C. Studien zur oberen Grunzgröße des natürlichen Aerosols.—Beitr. Phys. Atmos., 1967, 40, p. 129—143.
198. Junge C. Large scale distribution of condensation nuclei in the troposphere.—J. Rech. Atmos., 1963, 1, p. 185—190.
199. Junge C. Tropospheric aerosols.—Preprint. Symp. on Radiation, G.-Partenkirchen, 1976.—4 p.
200. Junge C. E. Air chemistry and radioactivity.—New York, 1963.—360 p.
201. Junge C. E. Our knowledge of the physico-chemistry of aerosols in the undisturbed marine environment.—J. Geophys. Res., 1972, 77, N 27, p. 5183—5200.
202. Junge C. The chemical composition of atmospheric aerosols. I. Measurements at Round Hill Field Station, June—July 1953.—J. Meteorol., 1954, 11, p. 323—333.
203. Junge C. E., Ryan T. Study of the SO₂ oxidation in solution and its role in atmospheric chemistry.—Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 1958, 84, p. 46—57.

204. Junge C. E., Chagnon C. W., Manson J. E. Stratospheric aerosols.—*J. Meteorol.*, 1961, 18, p. 81—108.
205. Junge C. E., Robinson E., Ludwig F. L. A study of aerosols in Pacific air masses.—*J. Appl. Meteorol.*, 1969, 8, p. 340—351.
206. Junge C. E. Our knowledge of the physico-chemistry of aerosols in the undisturbed maritime environment.—*J. Geophys. Res.*, 1972, 77, p. 5183—5200.
207. Kattawar G. W., Hood D. A. Electromagnetic scattering from a spherical polydispersion of coated spheres.—*Appl. Opt.*, 1976, 15, N 18, p. 1996—1999.
208. Ketseridis G., Hahn J., Jaenicke R., Junge C. The organic constituents of atmospheric particulate matter.—*Atmos. Environ.*, 1976, 10, p. 274—282.
209. Ketsaridis G., Jaenicke R. Organische Beimengungen in atmosphärischer Reinluft: Ein Beitrag zur Budget-Abschätzung.—*Organische Verunreinigungen in der Umwelt-Erkennen, Bewerten, Vermindern/Eds. Aurand K. et al. Berlin, 1977.—278 S.*
210. Kikuchi K., Yaura S. Observations of giant sea salt particles over the ocean from Tokyo to Syowa station, Antarctica.—*J. Meteorol. Soc. Jap.*, 1970, 48, N 4, 377—380.
211. Komabayasi M. Primary fractionation of chemical components in the formation of submicron spray drops from sea-salt solution.—*J. Meteorol. Soc. Jap.*, 1964, 42, p. 309—316.
212. Kondratyev K. Ya. Radiation in the atmosphere.—New York, 1969.—912 p.
213. Kondratyev K. Ya. Radiation processes in the atmosphere.—WMO Monogr. N 309, Geneva, 1972.—214 p.
214. Kondratyev K. Ya. The Complete Atmospheric Energetics Experiment.—GARP Publ. Ser., 1973, N 12, Geneva.—43 p.
215. Landsberg H. E. Observations of condensation nuclei in the atmosphere.—*Mon. Wea. Rev.*, 1934, 62, p. 442—445.
216. Landsberg H. E. Atmospheric condensation nuclei.—*Erg. Kosm. Phys.* 1938, 3, p. 155—252.
217. Larson T. V., Harrison H. Acidic sulfate aerosols: formation from heterogeneous oxidation by O_3 in clouds.—*Atmos. Environ.*, 1977, 11, p. 1133—1141.
218. Lerull R. H., Weiss K. Scattering properties of irregular dielectric and absorbing particles.—In: *Atmospheric aerosols: their optical properties and effects. A digest of technical papers presented at the topical meeting on atmospheric aerosols, December 13—15, MC 10-1, Williamsburg, Virginia, 1976, p. 38—46.*
219. Lindberg J. D., Laude L. S. Measurement of the absorption coefficient of atmospheric dust.—*Appl. Opt.*, 1974, 13, p. 1923—1927.
220. Lindberg J. D., Gillespie J. B., Hindes B. Measurements of the reflective indices of atmospheric particulate matter from a variety of geographical locations.—Preprint. Symp. on Radiation, G-Partenkirchen, 1976.—3 p.
221. Lindberg J. D., Gillespie J. B. Relationship between particle size and imaginary refractive index in atmospheric dust.—*Appl. Opt.*, 1977, 16, N 10, p. 2628—2630.
222. Lodge J. P. A study of sea-salt particles over Puerto-Rico.—*J. Meteorol.*, 1955, p. 493—499.
223. Lovelock J. E., Maggs R. J., Wade R. J. Halogenated hydrocarbons in and over the Atlantic.—*Nature*, 1973, 241, p. 194—196.
224. McIntyre F. Geochemical fractionation during mass transfer from sea to air by breaking bubbles.—*Tellus*, 1970, 22, N 4, p. 451—462.
225. McIntyre F. Flow patterns in breaking bubbles.—*J. Geophys. Res.*, 1972, 77, N 27, p. 5211—5228.
226. Maroulis P. J., Bandy A. R. Estimate of the contribution of biologically produced dimethyl sulfide to the global sulfur cycle.—*Science*, 1977, 196, p. 647—648.
227. Martell E. A., Moore H. E. Tropospheric aerosol times: a critical review.—*J. Rech. Atmos.*, 1974, 8, p. 903—910.

228. Mason B. J. Bursting of air bubbles at the surface of sea water.—*Nature*, 1954, 174, p. 470—471.
229. Mészáros A., Visay K. Concentration, size distribution and chemical nature of atmospheric aerosol particles in remote oceanic areas.—*Aer. Sci.*, 1974, 5, p. 101—109.
230. Mészáros A. On the size distribution of atmospheric aerosol particles of different composition.—*Atmos. Environ.*, 1977, 11, p. 1075—1081.
231. Mészáros A. Vertical profile of large and giant particles in the lower troposphere.—In: *Proc. 7th Intern. Conf. on Condensation and Ice Nuclei*, 1969, Prague; Vienna, p. 86—90.
232. Mohnen V. A. Preliminary results on the formation of negative small ions in the troposphere.—*J. Geophys. Res.*, 1970, 75, p. 1717—1721.
233. Nilson B. Meteorological influence on aerosol extinction in the 0.2—40 μm wavelength region.—*Appl. Opt.*, 1979, 18, N 20, p. 3457—3473.
234. Noxon J. F. Nitrogen dioxide in the stratosphere and troposphere measured by ground based absorption spectroscopy.—*Science*, 1975, 189, p. 549—557.
235. Ostlund H. G., Alexander J. Oxidation rate of sulfide in sea water, a preliminary study.—*J. Geophys. Res.*, 1963, 68, p. 3995—3997.
236. Park J. H., London T. Ozone photochemistry and radiative heating of the middle atmosphere.—*J. Atmos. Sci.*, 1974, N 10, p. 1898—1916.
237. Patterson E. M., Gillette D. A., Stockton B. H. Complex index of refraction between 300 and 700 nm for Saharan aerosols.—*J. Geophys. Res.*, 1977, 82, N 21, p. 3153—3160.
238. Patterson E. M., Gillette D. A. Measurements of visibility as mass-concentration for airborne soil particles.—*Atmos. Environ.*, 1977, 11, p. 193—196.
239. Patterson E. M., Gillette D. A. Commonalities in measured size distribution for aerosols having a soil-derived component.—*J. Geophys. Res.*, 1977, 82, N 15, p. 2074—2082.
240. Patterson E. M. Optical absorption coefficients of soil-aerosol particles and volcanic ash between 1 and 16 μm .—*Science*, 1975, 189, p. 177—180.
241. Peterson J. T., Junge C. E. Sources of particulate matter in the atmosphere in man's impact on climate/Eds. W. N. Matthews, W. W. Kellogg, G. D. Robinson. Cambridge, Mass, 1971, p. 310—320.
242. Pinnick R. G., Rosen J. M., Hofmann D. J. Stratospheric aerosol measurements. III. Optical model calculations.—*J. Atmos. Sci.*, 1976, 33, N 2, p. 304—314.
243. Pollack J. B., Toon O. B., Khare B. W. Optical properties of some terrestrial rocks and glasses.—*Icarus*, 1973, 19, p. 372—389.
244. Porch W. M., Ensor D. S., Charlson R. J. Visibility of distant mountains as a measure of background aerosol pollution.—*Appl. Opt.*, 1975, 14, N 2, p. 400—403.
245. Platt C. M. R., Reynolds D. W., Abshire N. L. Satellite and lidar observations of the albedo emittance and optical depth of cirrus compared to model calculations.—*Mon. Wea. Rev.*, 1980, 108, N 2, p. 195—204.
246. Prospero J. M., Nees R. T. Dust concentration in the atmosphere of the equatorial North Atlantic.—*Science*, 1977, 196, p. 1196—1198.
247. Prospero J. M., Savoie D., Carlson T. M., Nees R. T. Aerosol concentration and atmospheric turbidity over the northern equatorial Atlantic during GATE.—*Paper P-1094, DOT-TST-77, Sci. Technol. Div.*, 1977.—43 p.
248. Rahn K. A., Borys R. D., Shaw G. E. The Asian source of Arctic haze bands.—*Nature*, 1977, 268, N 5622, p. 713—715.
249. Prospero J. M. Continental and marine aerosols over the northern equatorial Atlantic Ocean during GATE.—*Research proposal to the National Science Foundation's Office for Climate Dynamics. Univ. Miami*, 1975.—31 p.
250. Prospero J. M., Savoie D., Carlson T. M. et al. Aerosol concentration and atmospheric turbidity over the northern equatorial Atlantic during GATE.—*Preprint UCRL-76603, LGB Lab.*, 1976.—28 p.
251. Prospero J. M., Glaccum R. A., Ness R. J. Atmospheric transport of soil dust from Africa to South America.—*Nature*, 1981, 289, N 5798, p. 570—572.

252. Prospero J. M. Mineral and sea salt aerosol concentrations in various ocean regions.—*J. Geophys. Res.*, 1977, 82, N 37, p. 6874—6986.
253. Prospero J. M. An aerosol program in the Global Weather Experiment (GWEAP).—Preprint, Univ. Miami, Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science, 1978.—41 p.
254. Proceeding of symposium on Radiation in the Atmosphere. G.-Partenkirchen, 1976. Science Press, 1977.—370 p.
255. Rasmussen R. A., Went F. W. Volatile organic material of plant origin in the atmosphere.—*Proc. Nat. Acad. Sci.*, 1965, 53, p. 215—220.
256. Ripperton L. A., Jeffries H. E. Organic matter in maritime light-scattering aerosols.—Univ. North Carolina, Final Rep. ESE-Pub-261, 1971.—21 p.
257. Robinson E., Robbins R. C. Gaseous nitrogen compound pollutants from urban and natural sources.—*J. Air Pollut. Control Assoc.*, 1970, 5, p. 303—306.
258. Rodhe H. A study of the sulfur budget for the atmosphere over Northern Europe.—*Tellus*, 1972, 24, N 2, p. 120—138.
259. Rodhe H., Persson C., Akeson O. An investigation into regional transport of soot and sulfate aerosols.—*Atmos. Environ.*, 1972, 6, p. 675—693.
260. Rodionov D. A. Distribution functions of the element and mineral content of igneous rocks.—New York, Consultants Bureau, 1966.—80 p.
261. Rosen J. M. An airborne condensation nuclei counter.—Final and Annual Rep. N CN-2. Dept. Phys. and Astron., Univ. Wyoming, 1974.—25 p.
262. Rosen J. M., Hofmann D. J. Balloon-borne measurements of condensation nuclei.—*J. Appl. Meteorol.*, 1977, 16, N 1, p. 56—62.
263. Rosen J. M., Hofmann D. J., Laby J. Stratospheric aerosol measurements. II. The worldwide distribution.—*J. Atmos. Sci.*, 1975, 32, N 7, p. 1457—1462.
264. Satio O., Yamada K., Nakaya S. Chemical composition of oceanic aerosol.—*J. Geophys. Res.*, 1972, 77, N 27, p. 5283—5292.
265. Savoie D. L., Prospero J. M. Aerosol concentration statistics for the Northern Atlantic.—*J. Geophys. Res.*, 1977, 82, N 37, p. 5954—5964.
266. Savoie D., Prospero J. M. Sahara aerosol transport across the Atlantic Ocean: characteristics of the input and the output.—Paper presented at the Second Conference on Ocean-Atmosphere Interactions of the American Meteorological Society, Seattle, Washington, 1976.—11 p.
267. Schultz L. Messung der grassen Verteilung von luftgetragenen Staub- und Boden Material in der libyschen Saharrah.—M. S. Dissertation, Max Plank-Inst. Chem. Otto-Hahn Inst. Mainz, 1975.—284 S.
268. Schnell R. C., Vali G. Biogenic ice nuclei. I. Terrestrial and marine sources.—*J. Atmos. Sci.*, 1976, 33, N 8, p. 1554—1564.
269. Seto Y.-D., Duce R. A., Woodcock A. H. Sodium-to-chlorine ratio in Hawaiian rains as a function of distance inland and of deviation.—*J. Geophys. Res.*, 1969, 74, p. 1101—1103.
270. Seto Y.-B., Duce R. A. A laboratory study of iodine enrichment on atmospheric sea-salt particles produced by bubbles.—*J. Geophys. Res.*, 1972, 77, N 27, p. 5339—5349.
271. Shaw G. E. Physical and climatic properties of the global aerosol.—Preprint. Symp. on Radiation. G.-Partenkirchen, 1976.—3 p.
272. Shaw G. E. The vertical distribution of tropospheric aerosols at Barrow, Alaska.—*Tellus*, 1975, 27, N 1, p. 39—50.
273. Shettle E. P., Fenn R. W. Models of the atmospheric aerosols and their optical properties.—Preprint AGARD's Electromagnetic Wave Propagation Final, 22nd Techn. Meet. on Optical Propagation in the Atmosphere, Cambridge, 1975.—9 p.
274. Shettle E. P., Fenn R. W., Volz F. E. Atmospheric aerosols: models of their optical properties.—Coll. Abstr. Second Conf. on Atmospheric Radiation, Arlington, Virginia, 1975, p. 173—176.
275. Shipley S. T., Joseph J. H., Trauger J. T. et al. The evaluation of a lidar experiment to obtain meteorological and air quality measurements from a space shuttle platform.—Final Rep. NASA Grant NSG-1057, Dept. Meteorol. Univ. Wisconsin, Madison, Wisconsin, 1975.—60 p.

276. Singh H. B., Salas L., Shiegeshi H., Crawford A. Urban-nonurban relationships of halocarbons, SF₆, N₂O and their atmospheric trace constituents.—Preprint. Stanford Res. Inst., Menlo Park, Calif., 1977.—21 p.
277. Slagle I. R., Gilbert J. R., Gutman D. Kinetics of the reaction between oxygen atoms and carbon disulfide.—*J. Chem. Phys.*, 1974, 61, p. 704—709.
278. SMIC—Report of the Study of Man's Impact on Climates, inadvertent climate modification.—Cambridge, Mass., 1971.—178 p.
279. Szekilda K.-H., Kupferman S. L., Klemas V., Polis D. F. Element enrichment in organic films and foam associated with aquatic frontal systems.—*J. Geophys. Res.*, 1972, 77, p. 5278—5282.
280. Sverdrup G. M., Whitty K. T., Clark W. E. Characterization of California aerosols. II. Aerosol size distribution in the Mojave Desert.—*Atmos. Environ.*, 1975, 9, p. 483—494.
281. Tazieff H. Volcanism and atmospheric conditions.—In: *Proc. Intern. Symp. on Environ. Measurements*, Beckman Instruments S. A., Geneva, 1973, p. 131—132.
282. Toba Y. On the giant sea salt particles in the atmosphere. I. General features of the distribution.—*Tellus*, 1965, 17, p. 131—145.
283. Toba Y. On the giant sea-salt particles in the atmosphere. II. Theory of the vertical distribution in the 10-m layer over the ocean.—*Tellus*, 1965, 17, N 3, p. 365—382.
284. Thudium J. Microphysical properties of particulate matter in the low troposphere.—*J. Aerosol Sci.*, 1976, 7, p. 167—173.
285. Toon O. B., Pollack J. B., Khare B. N. The optical constants of several atmospheric aerosol species: ammonium sulfate, aluminium oxide and sodium chloride.—*Space Science Div., Amer. Research Center. NASA*, 94033, 1975.—70 p.
286. Toon O. B., Pollack J. B. A global average model of atmospheric aerosols for radiative transfer calculations.—*J. Appl. Meteorol.*, 1976, 15, N 3, p. 225—246.
287. Toon O. B., Khare B. N., Pollack J. B. Properties of some terrestrial rock and glass.—*Icarus*, 1973, 19, N 3, p. 372—389.
288. The tropospheric transport of pollutants and other substances to the oceans.—*Nat. Acad. Sci., Washington, D. C.*, 1978.—243 p.
289. Taunogai S. Ammonia in the oceanic atmosphere and the cycle of nitrogen compound through the atmosphere and the hydrosphere.—*Geochem. J.*, 1971, 5, p. 57—67.
290. Vanderpol A. H., Carsey F. D., Coyert D. S. et al. Aerosol chemical parameters and air mass character in the St. Luis region.—*Science*, 1975, 190, p. 570.
291. Van de Hulst H. C. Light scattering by small particles.—New York, 1957.—381 p.
292. Vols F. Infrared absorption by atmospheric aerosol substances.—*J. Geophys. Res.*, 1972, 77, N 6, p. 1017—1031.
293. Vols F. IR optical constants of ammonium sulphate, Sahara dust, volcanic pumice and flyash.—*Appl. Opt.*, 1973, 12, N 3, p. 564—569.
294. Vols F. Infrared refractive index of atmospheric aerosol substances.—*Appl. Opt.*, 1972, 11, N 4, p. 755—759.
295. Waggoner A. P., Vanderpol A. H., Charson R. J. et al. The sulfate/light scattering ratio: an index of the role of sulfur in tropospheric optics.—Report NAC-33. Dept. Meteorol. Univ. Stockholm, 1975.—18 p.
296. Weickmann H. K., Pueschel R. F. Atmospheric aerosols: residence times, retention factor and climatic effects.—*Beitr. Physatmos.*, 1973, Bd 46, p. 112—118.
297. Wells W. C., Gal G., Munn T. W. Aerosol distribution in maritime air and predicted scattering coefficients in infrared.—*Appl. Opt.*, 1977, 16, N 3, p. 634—659.
298. Went F. W. Organic matter in the atmosphere and its possible relation to petroleum formation.—*Proc. Nat. Acad. Sci. U. S.*, 1960, 46, p. 212—221.
299. Went F. W. On the nature of Aitken condensation nuclei.—*Tellus*, 1966, 18, p. 549—556.

300. Whitbeck M. R. A kinetic study of CH_3O_2 and $(\text{CH}_3)_3\text{CO}_3$ radical reactions by kinetic flash spectroscopy.— Paper presented at 12th Informal Conference on Photochemistry. Nat. Bur. Stand., Gaithersburg, Md., 1976.— 21 p.

301. Whitby K. T. Modeling of atmospheric aerosol particle size distribution.— A progress report on EPA Research Group N R800971: sampling and analysis of atmospheric aerosols, 1975.— 35 p.

302. Whitby K. T. The physical characteristics of sulfur aerosols.— Atmos. Environ., 1978, 12, p. 135—159.

303. Winkler P. Chemical analysis of Aitken particles over the Atlantic Ocean.— Geophys. Res. Lett., 1975, 2, p. 45—48.

304. Wilkniss P. E., Bressan D. J. Fractionation of the elements F, Cl, Na and K at the sea-surface interface.— J. Geophys. Res., 1972, 77, N 27, p. 5307—5315.

305. Wilson A. T. Sodium-potassium ratio in rainwater.— Nature, 1960, 186, p. 705—706.

306. Woodcock A. H. Smaller salt particles in oceanic-air and bubble behaviour in the sea.— J. Geophys. Res., 1972, 77, N 27, p. 5316—5321.

*Кирилл Яковлевич Кондратьев,
Николай Иванович Москаленко,
Дмитрий Викторович Поздняков*

АТМОСФЕРНЫЙ АЭРОЗОЛЬ

Редактор Г. И. Слабкович. Художник Е. Е. Городная. Художественный редактор В. В. Быков. Технический редактор В. И. Семенова. Корректор Л. И. Хромова.

ИБ № 1323. Сдано в набор 6.12.82. Подписано в печать 18.02.83. М-27833. Формат 60×90^{1/16}. Бум тип. № 1. Лит. гарн. Печать высокая. Печ. л. 14,0. Кр.-отг. 14,0. Уч.-изд. л. 17,09. Тираж 600 экз. Индекс МОЛ-75. Заказ № 373. Цена 2 руб. 90 коп. Заказное.

Гидрометеиздат. 199053. Ленинград, 2-я линия, 23

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли 190000, г. Ленинград, Прачечный переулок, 6